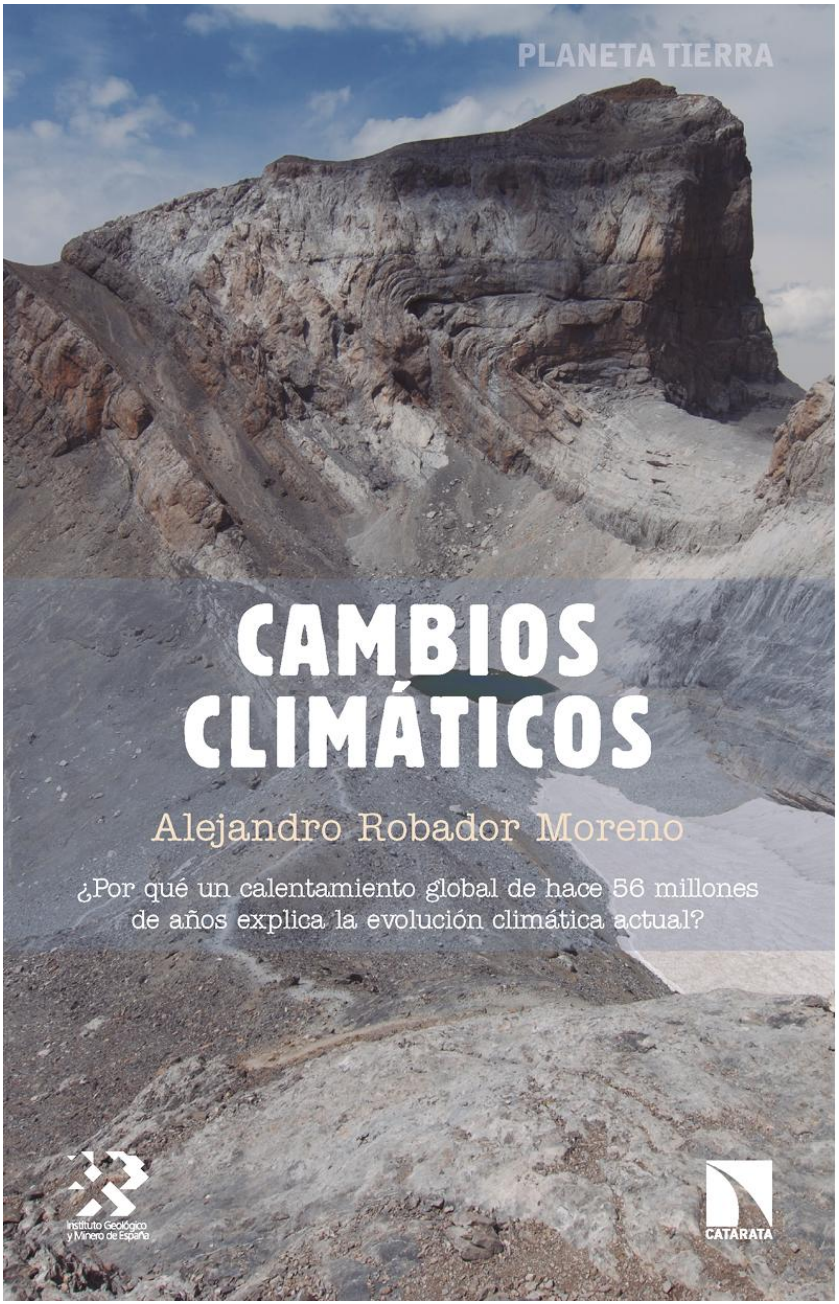
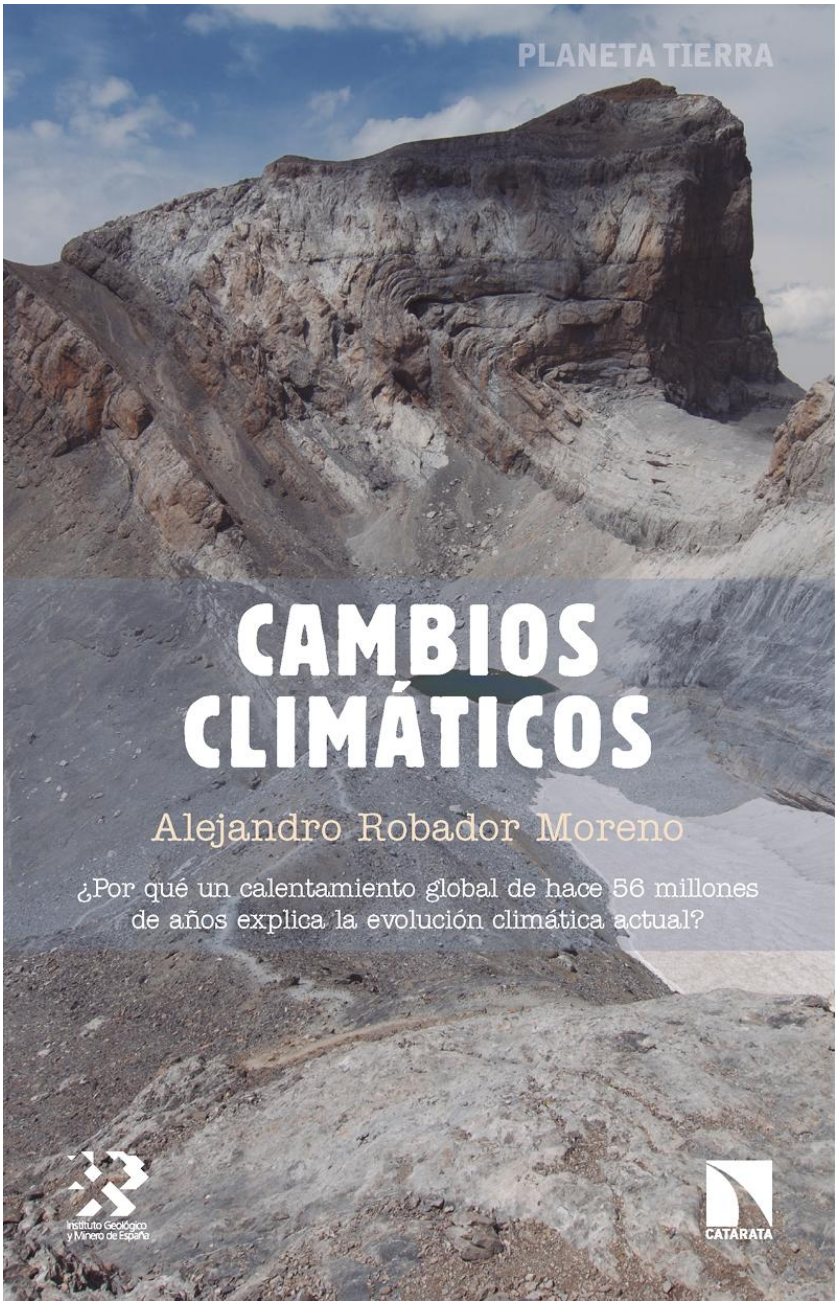
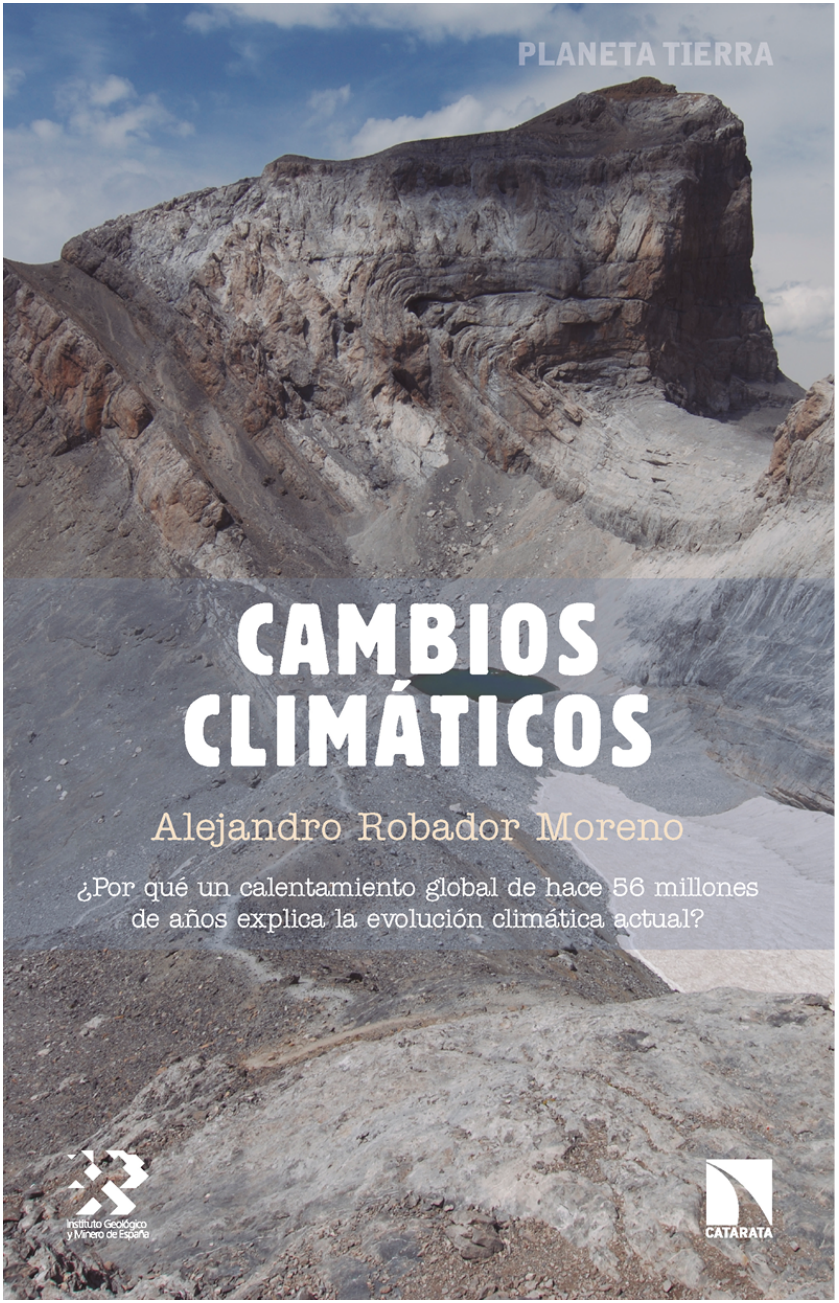

PLANETA TIERRA
CAMBIOS CLIMÁTICOS
Alejandro Robador Moreno
¿Por qué un calentamiento global de hace 56 millones de años explica la evolución climática actual?
Instituto Geológico y Minero de España
CATARATA


PLANETA TIERRA
CAMBIOS CLIMÁTICOS
Alejandro Robador Moreno
¿Por qué un calentamiento global de hace 56 millones de años explica la evolución climática actual?
Instituto Geológico y Minero de España
CATARATA


PLANETA TIERRA
CAMBIOS CLIMÁTICOS
Alejandro Robador Moreno
¿Por qué un calentamiento global de hace 56 millones de años explica la evolución climática actual?
Instituto Geológico y Minero de España
CATARATA

Índice

PRÓLOGO

CAPÍTULO 1. TIEMPO Y CLIMA

CAPÍTULO 2. ¿QUÉ CONTROLA EL CLIMA?

CAPÍTULO 3. ¿CÓMO SABEMOS LO QUE PASÓ ENTONCES?

CAPÍTULO 4. EL GRAN CALENTAMIENTO

BIBLIOGRAFÍA

NOTA

Alejandro Robador Moreno

Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad del País Vasco/EHU, es científico titular del Instituto Geológico y Minero de España, donde desarrolla su labor desde hace treinta años. Durante su vida profesional ha dirigido y participado en numerosos proyectos de cartografía geológica, tanto en la península Ibérica como en Sudamérica y la Antártida. Sus temas de investigación incluyen la sedimentología, la estratigrafía y la reconstrucción paleoclimática del Cretácico y Paleógeno noribérico.

Alejandro Robador Moreno

Cambios climáticos

Colección Planeta Tierra

Comité Editorial

José Manuel Baltuille Martín

María Mercedes Barreno Ruiz

Pía Paraja García

Francisco Javier Sánchez España

Javier Senén García

CATÁLOGO GENERAL DE PUBLICACIONES OFICIALES
www.060.es

GOBIERNO DE ESPAÑA · MINISTERIO DE ECONOMÍA Y COMPETITIVIDAD · Instituto Geológico y Minero de España · CATARATA

Fotografía de cubierta: Luis Carcavilla Urquí

preparación de ilustraciones interiores:

rosa robador boixereu

© Alejandro Robador Moreno, 2015

© instituto geológico y minero de españa, 2015

© Los libros de la Catarata, 2015

Fuencarral, 70

28004 Madrid

Tel. 91 532 05 04

Fax. 91 532 43 34

www.catarata.org

Cambios climáticos

ISBN (igme): 978-84-7840-990-7

isbne: 978-84-1352-849-6

ISBN (catarata): 978-84-9097-076-8

nipo: 728-15-029-2

DEPÓSITO LEGAL: M-34.503-2015

IBIC: PDZ/rnpg

este libro ha sido editado para ser distribuido. La intención de los editores es que sea utilizado lo más ampliamente posible, que sean adquiridos originales para permitir la edición de otros nuevos y que, de reproducir partes, se haga constar el título y la autoría.

A mi tía María del Pilar Moreno, mi primera maestra.

Prólogo

Quizás sorprenda al lector que un libro sobre cambios climáticos comience con un capítulo dedicado a hablar del tiempo geológico y la edad de la Tierra. Pero precisamente, la clave está en un pequeño detalle del título, el plural: cambios climáticos. La Tierra es un planeta con más de 4.500 millones de años (Ma) de historia y a lo largo de este inmenso periodo de tiempo el cambio ha sido la norma, no la excepción.

Ciertamente, el tiempo —y para muchas personas también el clima — parece algo inmediato en nuestra vida. Todas las mañanas al despertarnos oímos la predicción del tiempo, de año en año más precisa, y cada anomalía o hecho no habitual es rápidamente amplificado por los medios de comunicación y elevado al rango de fenómeno histórico e irrepetible. Nuestra propia visión del hombre como centro de la naturaleza nos impide comprobar la dimensión minúscula de estos cambios dentro del océano de tiempo que se extiende a nuestras espaldas.

La historia de la Tierra es extremadamente larga y en su enorme extensión se han producido una gran cantidad de variaciones en las condiciones climáticas y en el medio ambiente. Muchos de estos cambios, entre los cuales se encuentran algunos de los más fundamentales, han estado provocados por los propios seres vivos, que han contribuido a cambiar su devenir para siempre.

El reto al que nos enfrentamos hoy día en la discusión sobre el cambio climático es discernir qué parte de él puede formar parte de la variabilidad natural del clima y qué parte puede ser debida a la acción del hombre. Este conocimiento nos va a permitir delimitar los procesos que en él intervienen y aventurar su evolución futura. Sin embargo, la respuesta a esta pregunta no la podemos encontrar en el ámbito de nuestra corta experiencia, que representa una ínfima parte de la dilatada historia de nuestro planeta, sino que debemos buscarla en el pasado, en los cambios y la mutabilidad

que, desde siempre, han caracterizado al clima.

Es pues imprescindible, para hacer un análisis riguroso de la situación actual, estudiar y conocer el archivo de los acontecimientos climáticos del pasado de nuestro planeta que se encuentra inscrito en las rocas, constituyendo el registro geológico.

Iniciaremos este viaje al pasado armados de un principio fundamental: el análisis del presente como clave de la interpretación de la historia de nuestro planeta, que ha guiado el desarrollo de la geología moderna. Con las herramientas del análisis geológico, que los investigadores en las ciencias de la Tierra han puesto a punto a lo largo de más de 200 años, podremos interpretar las condiciones ambientales del pasado y considerar los acontecimientos actuales en su adecuada dimensión.

Pero para analizar correctamente las condiciones del clima debemos conocer los elementos que lo componen. De este modo, en el presente volumen dedicaremos un capítulo a describir los principales factores que inciden en la configuración del clima y las complejas relaciones que presentan entre ellos. Estos agentes que vemos actuar hoy día lo hicieron también de forma similar en épocas pasadas, pero para su interpretación necesitamos describir los métodos y herramientas que nos permiten deducir las condiciones ambientales del pasado. Con ese fin hemos dedicado otro apartado a intentar explicar los métodos que los geólogos, paleoclimatólogos y otros especialistas emplean para analizar el registro geológico y extraer de él la información climática.

Finalmente, en nuestro repaso por los anteriores climas de nuestro planeta hemos escogido un instante geológicamente muy corto, una mínima fracción del tiempo geológico, pero de un gran significado en el contexto actual. En este evento, que tuvo lugar hace 56 Ma, un brusco incremento de los niveles de carbono en la atmósfera provocó un repentino aumento de la temperatura de la Tierra. En un intervalo de unos 20.000 años (un suspiro en tiempo geológico), la temperatura de los océanos aumentó entre 5º y 8 ºC en la superficie y entre 5º y 6 ºC en los fondos marinos. Este evento tuvo unas consecuencias inmediatas sobre la Tierra: graves perturbaciones climáticas hicieron que numerosas zonas de nuestro planeta sufrieran lluvias torrenciales, la evolución biológica de los

organismos vivos se vio fuertemente modificada y los océanos se acidificaron. La fiebre de la Tierra remitió más lentamente que como había llegado y después de 250.000 años los valores de temperatura volvieron a sus condiciones previas. El registro de este acontecimiento está ampliamente distribuido a lo largo de la faz de la Tierra, pero uno de los lugares en los que se encuentra mejor representado es en las rocas que constituyen los Pirineos. Desde las arcillas rojas de la Conca de Tremp a las costas de Zumaia, pasando por las cimas del Cilindro y Monte Perdido en el valle de Ordesa, las rocas de los Pirineos conservan el registro de este evento de forma excepcional.

Es un dicho popular que quien no conoce la historia está obligado a repetirla, y este puede ser también el caso en la actual encrucijada sobre la evolución del clima futuro. Recordemos que la historia de nuestro planeta, recogida en las rocas, es una valiosa fuente de información que necesariamente debemos estudiar para poder predecir nuestro futuro.

Capítulo 1

Tiempo y clima

Vemos pasar las estaciones y nos adaptamos al tiempo cambiante, nos abrigamos, cogemos el paraguas, nos ponemos un vestido fresco. El tiempo está loco, decimos, siempre está cambiando. Los medios de comunicación nos hablan ahora del cambio climático, pero el tiempo, el clima, es algo que está en continua variación; decir cambio climático es algo redundante. Pero ¿qué entendemos por clima?

Podríamos definir clima como el tiempo atmosférico a lo largo del tiempo; una media de las variaciones de los cambios de tiempo en un determinado periodo de tiempo. Pero ¿cuánto tiempo? Esta es una cuestión totalmente arbitraria, ligada a la duración de nuestra existencia. La cifra más aceptada es una media de 30 años, que es precisamente la duración de una generación. Cada nueva generación ve el mundo con unos ojos nuevos y quiere cambiarlo, y pareciera que también el tiempo atmosférico. Como vemos, el concepto de clima es una magnitud antropocéntrica hecha a nuestra medida ¿Y si nuestra vida durara cientos de años como la de algunas tortugas, o miles como la de los olivos del Mediterráneo? ¿Cuál sería entonces la cifra elegida para definir el clima? ¿Y si la medida fuese la edad de la Tierra? Según los parámetros de nuestro planeta, esa cifra habría sido muy alta, ya que él es muchísimo más viejo. La Tierra tiene más de 4.500 Ma de existencia y a lo largo de ese periodo se han sucedido climas diversos y extremos.

En el actual debate sobre el clima, como en otros muchos debates científicos, la sombra del antropocentrismo, es decir, la proyección de nuestras medidas, formas de pensar y limitaciones al conocimiento de la realidad, es notoria. El antropocentrismo ha dominado otros debates científicos desde el desarrollo de la ciencia moderna y para vencerlo ha sido necesario que las mentes científicas más brillantes se empleen a fondo en su tarea; de este modo, la Tierra fue desplazada de su lugar central en el universo por Copérnico, no sin una gran oposición y resistencia; el hombre dejó de ser el centro de la creación, la criatura hecha a imagen de

Dios, para ser uno más de la cadena de seres que comparten una secuencia evolutiva en búsqueda de la supervivencia, descubrimiento que atemorizó y hasta casi avergonzó a Charles Darwin.

El geólogo escocés James Hutton derribó la barrera del tiempo que una lectura literal de la Biblia imponía a la duración del mundo, empezando a imaginar una Tierra vieja en millones de años. Tres grandes barreras que exigieron todo el esfuerzo y la valentía de las mentes más brillantes de su tiempo para eliminarlas.

Hoy día es posible que nos estemos enfrentando a una limitación similar. Comparamos las variaciones de la naturaleza con la duración de nuestras vidas, sin plantearnos qué significado tienen estas más allá de limitar nuestros deseos y vivencias. Nuestro ámbito temporal no tiene ningún significado para la naturaleza. No queremos con esto negar que nuestros actos estén afectando e influyendo en las condiciones climáticas actuales. Lo que queremos decir es que nuestro rango temporal nos está limitando en la observación de un fenómeno cuya diversidad natural se desarrolla a escalas muchísimo mayores que nuestra existencia y, por lo tanto, nos impide reconocerlo adecuadamente. La clave de la evolución de la situación climática actual está en la separación de la variabilidad natural del clima y la influencia que la acción del hombre puede tener sobre ella. Por ello es más necesario que nunca reconocer y estimar la variabilidad natural del clima con el fin de poder evaluar nuestra influencia. En este análisis es obligado, pues, dirigir nuestra mirada hacia el pasado, ya que no está a nuestro alcance dirigirnos hacia el futuro. La única manera que tenemos de estudiar nuestro pasado es buscar el archivo de los sucesos de la historia de nuestro planeta: este es el trabajo de los geólogos, investigadores de la historia de la Tierra.

Esta búsqueda en la historia de nuestro planeta nos ha llevado a indagar en épocas pasadas que puedan representar situaciones como las que estamos viviendo hoy día. En este libro, tras analizar las causas de las variaciones climáticas y las herramientas de las que disponemos para conocer los climas del pasado, describimos un evento climático particular que tuvo lugar hace 56 Ma y afectó profundamente el clima de la Tierra de una forma similar a como

podría tener lugar en el futuro.

Como hemos visto, la clave de la definición del clima es el tiempo, no el tiempo atmosférico, sino el tiempo como dimensión física. A continuación intentaremos explicar el concepto de la inmensidad del tiempo geológico.

La Tierra: la inmensidad del tiempo

En la actualidad oímos constantemente noticias acerca del clima y sus variaciones día a día. Los informativos nos bombardean con noticias de sequías, huracanes, deshielos de glaciares y otros eventos climáticos, casi siempre desastrosos para nuestros intereses. Los medios de comunicación los comparan constantemente con nuestra corta memoria. Las lluvias más intensas desde hace 50 años, el mayor periodo de sequía de las dos últimas décadas, etc., pero en realidad a la escala de la historia de nuestro planeta estos eventos resultan insignificantes. Y es que somos incomparablemente jóvenes si contrastamos las dimensiones de nuestras vidas con la edad de la Tierra. ¿Qué nos induce a pensar que la Tierra sea muy vieja? ¿Cómo sabemos que lo fue? ¿Podemos estar seguros de ello?

Podemos, la historia de la Tierra está grabada en los materiales que la constituyen: en el aire, en el agua y, sobre todo, en sus rocas; ellas contienen el registro de los acontecimientos que han contribuido a su aspecto actual. Para darnos cuenta de ello debemos estar atentos a nuestro alrededor y observar la dinámica de nuestro planeta en la actualidad; sobre todo debemos fijarnos en los lugares en donde se generan rocas en el momento actual y en aquellos en los que vemos cambiar el paisaje rápidamente. Así, si nos desplazamos a las zonas volcánicas de nuestro planeta desde las islas Canarias, hasta Islandia o Hawái o a la cordillera de los Andes, observamos cómo surgen rocas fundidas (magmas) desde el interior de la Tierra que van aumentado la superficie de tierra emergida o

haciendo más altas las montañas. Alternativamente, si nos desplazamos a al gran cañón del Colorado o la ciudad encantada de Cuenca observaremos cómo la superficie de nuestro planeta se desgasta debido a la erosión.

Estos lugares nos indican que la Tierra está viva, que tiene una dinámica constante, y nos hace pensar que quizás la superficie de nuestro planeta no fue siempre tal como ahora los conocemos, que probablemente ha sufrido cambios.

Una de las personas que primero empezó a relacionar estos cambios con la edad de nuestro planeta fue el geólogo escocés James Hutton. Este vivió en Edimburgo a finales del siglo XVIII, en una época dorada de la ciudad. En la Sociedad Real de Edimburgo coincidió con un conjunto de personalidades que tuvieron una profunda influencia en el pensamiento, la ciencia y la tecnología que han configurado nuestro mundo actual: el filósofo David Hume, el economista Adam Smith, inspirador de las teorías económicas modernas, el químico Josep Black, que aisló el CO2, o el ingeniero James Watt, que desarrolló la máquina de vapor. En este contexto intelectual, Hutton desarrolló sus ideas desde el empirismo, aplicando los principios de la observación de los fenómenos actuales para interpretar las evidencias que se encontraban contenidas en las rocas que representaban la historia de la Tierra.

Hutton observó cómo se formaban los sedimentos en la actualidad al percatarse cómo la tierra erosionada de sus campos agrícolas se depositaba en el mar. De esta forma, interpretó una serie de rocas que se encontraban en las vecindades de su finca, que se mostraban ordenadas en capas de diferente composición y que tenían características similares a los sedimentos actuales, como rocas sedimentarias, rocas que algún día habían sido sedimentos como los que hoy él observaba depositarse en el fondo del mar. Un fenómeno posterior, para él desconocido, había hecho que esos sedimentos, transformados ya en roca por la presión y el calor del interior de la Tierra, emergiesen a la superficie. Pero su sorpresa fue mucho mayor cuando en una de sus excursiones geológicas por los alrededores observó que un conjunto de estratos o capas de rocas sedimentarias horizontales se disponía de forma irregular (discordante) sobre otro conjunto de estratos de composición

distinta. Esta observación le produjo un gran asombro. Hutton interpretó correctamente que esta observación implicaba la existencia de dos ciclos diferentes de formación de rocas: rocas que habían sido sedimentos, que con posterioridad habían sido levantadas, plegadas y deformadas para sumergirse otra vez en el mar, y sobre ellas se habían depositado otros sedimentos que hoy estaban expuestos como rocas y que van a sufrir el mismo proceso. Hutton se asomó así al abismo del tiempo geológico (deep time) y comprendió que su descubrimiento implicaba que la Tierra era muy antigua, tan antigua que expresó: “No encontramos vestigios de un comienzo ni perspectiva de un final”.

Hutton se reveló como un pensador extremadamente perspicaz pero como un pésimo escritor. Su obra Teoría de la Tierra tenía una prosa tan difícil que sus ideas pasaron casi inadvertidas hasta después de su muerte, cuando su amigo John Playfair resumió sus contenidos en un libro que alcanzó gran difusión. Los principios para descifrar la historia de la Tierra ya estaban asentados.

El presente es la clave del pasado

El razonamiento que James Hutton desarrolló para explicar la configuración de los estratos que estaba viendo es una de las herramientas que más ha contribuido al desarrollo del conocimiento de la historia de nuestro planeta.

El geólogo escocés Charles Lyell, discípulo intelectual de Hutton, captó enseguida el potencial de este análisis y extendió las aplicaciones del principio a todos los ámbitos del conocimiento geológico, en su libro Principios de Geología. Este volumen, que tenía como subtítulo Un intento para explicar los cambios ocurridos anteriormente sobre la superficie de la Tierra refiriéndonos a las causas que operan actualmente, fue uno de los manuales de referencia de los geólogos del siglo XIX y un éxito editorial, que completó 13 ediciones.

El principio que Lyell formuló puede expresarse como “el presente es la clave para interpretar el pasado”. Su propuesta vino como reacción a las explicaciones que en su tiempo se proponían para muchos de los fenómenos geológicos que se observaban y que se atribuían a sucesos catastróficos que operaban en muy corto espacio de tiempo. Por el contrario, el geólogo escocés insistió en que su explicación debía buscarse en causas que podemos observar hoy día actuando sobre la naturaleza operando a lo largo de mucho tiempo. De acuerdo con Lyell, fenómenos graduales, desarrollándose a muy largo plazo, son capaces de explicar los procesos que vemos hoy día sin necesidad de invocar causas repentinas. Como vemos, en el trasfondo del debate estaba también el tiempo y la edad de la Tierra, necesariamente muy larga para poder acomodar todos los sucesos que conforman la superficie de nuestro planeta.

Este principio se aplica a todo tipo de procesos geológicos. Por ejemplo, los ríos erosionan los valles y construyen deltas de manera gradual en la desembocadura del mar. Las montañas se elevan a un ritmo imperceptible y se erosionan igualmente muy despacio. Las estalactitas requieren muchísimos años para formarse, como las cuevas en las que se encuentran. Las rocas se alteran y erosionan grano a grano y el sedimento resultante se deposita sucesivamente, capa sobre capa, hasta, eventualmente, formar rocas sedimentarias.

Actualmente, las modernas herramientas de medida de la Tierra, basadas en GPS de alta precisión y técnicas de medición con radar, nos confirman estos lentos movimientos indicándonos, por ejemplo, que las montañas crecen a un ritmo de pocos milímetros al año y que las placas tectónicas se desplazan por la superficie de la Tierra a velocidades de varios centímetros al año.

Otro importante aspecto del actualismo es la observación del medio de vida de los seres vivos como clave para interpretar las condiciones ambientales donde los organismos fósiles desarrollaban su existencia. En el caso de fósiles con representantes actuales, la comparación con sus descendientes facilita su interpretación. Para organismos extinguidos pueden usarse las adaptaciones morfológicas que presentan, comparándolas con las de los organismos actuales. Como ejemplo, los ictiosaurios, extintos reptiles marinos, tienen una morfología muy similar a la de veloces

nadadores como los delfines y los tiburones.

Este principio ha calado de tal modo en el razonamiento de la comunidad geológica que en ocasiones ha supuesto una resistencia el avance de nuevas ideas y teorías. Un ejemplo es el desarrollo de la hipótesis del impacto de un meteorito como el causante de la extinción masiva que ocurrió en el límite Cretácico-Terciario y que acabó con los dinosaurios, entre otras muchas especies vegetales y animales. Cuando esta teoría se propuso, una parte de la comunidad científica geológica la rechazó a pesar de las soluciones que aportaba, considerando que era una forma de deshacerse del problema invocando una catástrofe en lugar de recurrir a los fenómenos que observábamos todos los días. Esta era también una trampa intelectual inducida por el corto ámbito temporal de nuestra vida. Aunque pequeños meteoritos caen del cielo con frecuencia, no era un proceso que estuviésemos habituados a contemplar.

La herramienta del principio del actualismo, adecuadamente matizada, teniendo en cuenta que los procesos geológicos no han debido necesariamente ser uniformes a lo largo del tiempo, sino que han podido ir cambiando en ritmo y en intensidad, ha supuesto la llave fundamental que nos ha permitido descifrar los acontecimientos climáticos que han jalonado la historia de la Tierra.

Pero ¿cuándo tuvieron lugar esos acontecimientos? ¿Cómo ordenamos esos procesos en el tiempo de forma que nos sirvan para analizar el pasado de nuestro planeta? ¿Cómo podemos saber el tiempo en el que se desarrollaron? La respuesta a estas preguntas fue el fruto del largo trabajo de análisis del registro geológico que los geólogos desarrollaron desde el principio del siglo XIX.

El registro geológico

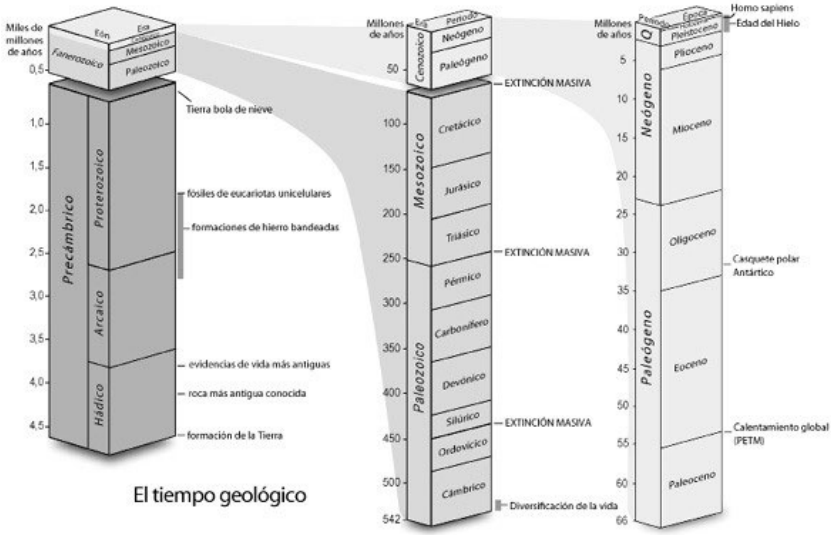
James Hutton había establecido que la historia de la Tierra estaba registrada en los estratos de rocas que un día habían sido sedimentos. Estas capas se apilaban unas encima de otras

en el fondo de los mares, lagos o cubetas intramontañosas. Su orden era predecible: las capas más antiguas se encontraban debajo y los estratos más modernos se superponían sobre ellos como las capas de asfalto de una carretera sobre las piedras del viejo camino. Pero ya hemos visto que la Tierra es un planeta vivo y que su faz cambia. Las mismas fuerzas que abren las cuencas oceánicas donde se depositan los sedimentos, hacen que se cierren, empujando y pellizcando los estratos que se rompen mediante fallas o se arrugan formando pliegues para formar las montañas. Como resultado, el registro de los acontecimientos de la Tierra, que se encuentra conservado en las capas de los sedimentos, está desordenado.

Muchas veces se ha comparado la historia de la Tierra con las páginas de un libro, pero este es un libro desencuadernado en el que las páginas se han desordenado. Para componer su orden de nuevo tendremos que buscar el número de página ¿Pero los estratos tienen un número? Sí, efectivamente, en muchos estratos está grabado el número de página al que corresponde, que nos va a permitir colocarlo en el lugar correcto del libro.

Figura 1

Escala de los tiempos geológicos en la que se han señalado algunos de los principales eventos de la historia de la Tierra



El primer número de página que se encontró fueron los restos fósiles. Los fósiles son cualquier vestigio o indicio de la existencia de vida en el pasado, pues los organismos vivos han ido cambiando y evolucionando a lo largo del tiempo. A finales del siglo XVIII y principios del XIX varios investigadores habían comprobado que los fósiles que se encontraban un unas rocas eran diferentes a los de las capas que se encontraban por debajo. Georges Cuvier, el naturalista más influyente de su tiempo, había elaborado una teoría de las catástrofes al observar cómo habían ocurrido grandes extinciones en la historia de la Tierra que habían renovado sus faunas completamente. La presencia de unas formas fósiles u otras era, pues, un indicio de la edad de las rocas que los contenían que permitiría situarlas en su lugar correcto. Pero los investigadores no se limitaron a registrar y ordenar estos estratos. Otros científicos, como William Smith en Inglaterra, reconociendo que los estratos de la misma edad tienen los mismos fósiles, se atrevieron a representar los diferentes conjuntos de capas sobre un mapa, dando origen así al mapa geológico. Este documento permite seguir los estratos de un punto a otro, como un hilo conductor, de forma que abre la posibilidad de hacer correlaciones entre capas con la misma edad situadas a largas distancias.

A partir de este momento comenzó la monumental tarea de

reconocer las series de capas y ordenarlas en el tiempo, reconstruyendo la historia. Suceso tras suceso, fósil tras fósil, los estratos se fueron ordenando y agrupando en edades y tramos, estableciendo un calendario completo de la historia de la Tierra. Se alcanzó así a completar una escala flotante de hechos relativos, ordenados por su sucesión temporal, pero en la que no había un elemento cuantitativo que permitiese acotar su edad concreta o absoluta.

Ya se habían hecho algunos intentos de cuantificar el tiempo requerido por los sucesos geológicos usando el principio del actualismo. Así, por ejemplo, viendo el ritmo actual de erosión de un arroyo y midiendo la longitud de su cauce se podía aventurar el tiempo total que había llevado completar este proceso si la velocidad del mecanismo hubiese sido constante. Pero se necesitaba un reloj externo que permitiese asignar un valor numérico.

La solución a este problema vino del hallazgo de la radiactividad en los últimos años del siglo XIX. En aquel momento se descubrió que algunos elementos químicos eran inestables y se descomponían liberando radiactividad y transformándose en otros elementos distintos. La velocidad a la que los elementos se desintegraban era constante, por fin habíamos encontrado un reloj geológico. Para poder estimar la edad de una roca bastaba con determinar las cantidades presentes actualmente de los elementos padre e hijo en un mineral de composición conocida. Con estas relaciones podríamos saber cuándo había cristalizado el mineral y por tanto en qué momento se formó la roca. A partir de este momento se pudo empezar a poner fecha a cada uno de los periodos en los que ya se había dividido la historia de la Tierra.

Actualmente, la roca más antigua de nuestro planeta que se ha podido datar tiene una edad ligeramente superior a los 4.000 Ma y rocas algo más antiguas corresponden a piedras lunares recogidas por las misiones Apolo y a meteoritos de origen marciano.

La historia del clima de la Tierra

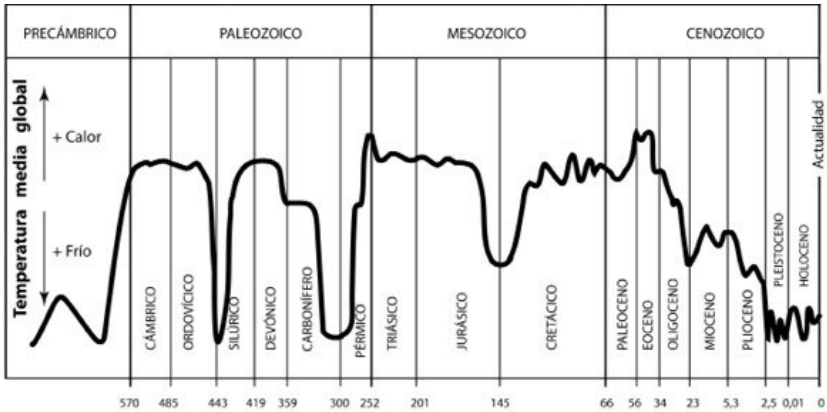
Siendo la Tierra un planeta tan antiguo, como ya hemos explicado, es indudable que a lo largo de su historia el clima ha sufrido grandes variaciones que la han llevado a cambios extremos. A continuación haremos una breve síntesis de estas variaciones simplemente para poner en contexto el evento en el que nos centraremos en la parte final de este libro. No entraremos tampoco todavía en las herramientas que nos han permitido conocer estos climas antiguos, que se detallarán en los capítulos sucesivos.

Poco se sabe del clima de la Tierra más joven. La primera atmósfera de nuestro planeta era muy diferente de la actual. No sabemos a ciencia cierta su composición; probablemente estaba constituida mayoritariamente de nitrógeno, al igual que en la actualidad, junto con CO_2 y vapor de agua, pero de lo que estamos seguros es de que tenía muy poco oxígeno.

La aparición de los seres vivos iba a suponer un gran cambio en la evolución climática de nuestro planeta. Las primeras evidencias de vida se remontan a restos de carbono orgánico en forma de grafito de hace 3.800 Ma. Un poco después, 3.500 Ma antes del presente, se encuentran los primeros fósiles de cianobacterias, unos organismos fotosintéticos que iban a transformar el mundo. Estos seres empezaron a proliferar emitiendo oxígeno a la atmósfera. Fue un proceso muy lento, hasta que, entre hace 2.400 y 1.800 Ma, encontramos evidencias de que había oxígeno suficiente en la atmósfera para oxidar el hierro y otros metales. Esta gran oxidación ha quedado registrada en unos estratos particulares que corresponden a depósitos de óxidos de hierro, precipitados a partir del hierro disuelto en el océano. Se conocen como las formaciones de hierro bandeado (BIF, banded iron formations) y representan yacimientos explotables de hierro en Australia y Norteamérica.

Figura 2

Evolución de las temperaturas en la historia de la Tierra



A partir de ese momento la Tierra se parecía más a como la conocemos ahora, pero todavía iba a experimentar grandes cambios. Entre hace 750 y 580 Ma nuestro planeta pasó por varias fases glaciales intensas que la convirtieron en una bola helada. Se cree que esta situación fue debida a un descenso en los gases de efecto invernadero como el CO2 y metano y que fue la actividad volcánica la que recuperó las temperaturas globales.

Hace 542 Ma, al inicio del periodo Cámbrico, la vida sobre la Tierra se diversificó enormemente, o al menos encontramos un registro mucho más rico de formas fósiles, ya que en ese momento aparecen por primera vez una gran cantidad de organismos marinos con concha. A partir de entonces las etapas climáticas de la Tierra oscilarán de forma muy general entre dos estados: nevera e invernadero. Durante las primeras los polos se encuentran ocupados por casquetes polares que no están presentes en las etapas de invernadero, que han sido las dominantes en su historia. Hoy día nos encontramos dentro de un periodo general de “nevera”.

Las etapas de “nevera” o grandes glaciaciones que se han sucedido en esta última etapa se desarrollaron a finales del periodo Ordovícico, hace 420 Ma y en el límite entre el Carbonífero y el Pérmico hace 300 Ma. Estos profundos cambios climáticos han dejado su impronta en los sedimentos y han afectado a la evolución biológica y por eso se han usado para delimitar periodos geológicos.

La subsiguiente era Mesozoica fue en su mayor parte un periodo de invernadero muy duradero, siendo la imagen que tenemos en mente cuando oímos hablar de los dinosaurios, que dominaron los ecosistemas durante esta etapa. En el primer periodo de esta era, el Triásico, las masas continentales se encontraban juntas formando un gran supercontinente denominado Pangea. Esto dio lugar a que en su interior hubiese condiciones muy áridas y las oscilaciones térmicas estacionales fuesen muy fuertes. Durante el Jurásico, el supercontinente Pangea se dividió en varias masas continentales separadas por brazos de mar, lo que favoreció unas condiciones climáticas más templadas y uniformes. El nivel del mar ascendió progresivamente durante 150 Ma hasta finales del Cretácico. A mediados de este periodo el nivel del mar alcanzó sus máximos niveles, lo que favoreció un clima cálido y húmedo en un mundo sin casquetes polares.

El final del periodo Cretácico, probablemente producido por el impacto de un meteorito, supuso una perturbación climática de corta duración. A pesar de este acontecimiento, el planeta continuó su calentamiento progresivo durante el inicio de la era Cenozoica. Hace 56 Ma tuvo lugar un evento de calentamiento global, extremadamente corto a escala geológica, que describiremos con detalle en el capítulo final de este libro. Tras él, las temperaturas regresaron a las condiciones iniciales, pero su camino ascendente continuó hasta hace 50 Ma, donde alcanzaron un máximo en el denominado “óptimo climático del Eoceno inferior”. A partir de este momento, la Tierra experimentó un enfriamiento progresivo y paulatino. Hace 35 Ma, el aislamiento de la Antártida indujo el crecimiento del casquete polar Antártico y la Tierra entró bruscamente en una nueva fase de nevera en la que se encuentra todavía.

Los últimos 2,5 Ma de nuestra historia están caracterizados por la alternancia de épocas glaciares, en las que los casquetes llegaron hasta las latitudes medias, con épocas interglaciares como en la que nos encontramos ahora. Hace solo 12.500 años que acabó la última glaciación, lo que permitió la revolución neolítica, el desarrollo de la agricultura y la conquista del mundo por la humanidad. La Tierra ya no volvería a ser lo que era.

Capítulo 2

¿Qué controla el clima?

El Sol, fuente de vida

En el transcurso de generaciones siempre hemos mirado al cielo para ver el Sol. Que esté despejado o cubierto puede ser un motivo de alegría o de disgusto, y desde luego es un socorrido tema de conversación. Todos sabemos que la presencia del Sol en el firmamento es importante, y efectivamente el calor de la superficie de la Tierra deriva de él. La Tierra también tiene una fuente de calor interna, el flujo geotérmico, pero su aportación al calor de la Tierra es 2.900 veces menor que el aportado por nuestra estrella.

Para analizar el clima, debemos pues fijar nuestra atención en el Sol, que constituye nuestra principal fuente de energía. Se trata de una estrella del tipo enana amarilla, con una edad de 4.600 Ma, todavía en la mitad de su vida, compuesta casi exclusivamente por dos elementos: hidrógeno en un 73% y helio en un 24%. La energía de nuestra estrella proviene de las reacciones de fusión termonuclear que transforman el hidrógeno en helio. Esta energía llega a la Tierra en forma de radiación electromagnética, la mayor parte de la cual corresponde a la parte del espectro de la luz visible, la que detectan nuestros ojos, decreciendo tanto hacia la parte del espectro infrarrojo como hacia el ultravioleta (UV); en este último caso, además, el filtro de nuestra atmósfera hace que una mínima parte de la radiación UV incida en la superficie de nuestro planeta.

El flujo de energía que recibe la Tierra de su vecina estrella, en la parte alta de la atmósfera, es de 165.000 millones de megavatios, que redistribuida por su superficie total, tanto en las zonas diurnas como nocturnas, representa 342 vatios por metro cuadrado. Sin embargo, una tercera parte de esta energía no llega nunca a la superficie de nuestro planeta y es reflejada hacia el espacio por las nubes, las superficies continentales, los océanos y los glaciares. El porcentaje de radiación reflejada, conocido como albedo, es diferente según la superficie incidente: las áreas más reflectantes (y

por tanto brillantes) son la nieve, el hielo y las nubes, seguidas a distancia por las áreas desérticas. Entre las superficies más absorbentes se encuentran los bosques y, por último, los océanos, que únicamente reflejan del 5% al 10% de la radiación solar incidente. Actualmente el albedo medio de la Tierra se estima en 0,31, pero este valor pudo ser muy distinto en diversas épocas de su historia, en función de la cobertura de nubes, extensión de los glaciares y de las masas oceánicas o la diferente distribución geográfica de las masas continentales, entre otras causas, lo que tuvo un gran impacto sobre las condiciones climáticas pasadas de nuestro planeta.

Pero el Sol, al igual que la Tierra, es un elemento dinámico y muestra variaciones en su actividad. Ya desde la Antigüedad se había observado que el Sol mostraba una serie de manchas oscuras en su superficie que habían llamado la atención de los primeros astrónomos, como Galileo, que las dibujó con gran precisión. Estas manchas de color oscuro corresponden a depresiones en la fotosfera solar, producidas por fuertes campos magnéticos. La temperatura de estas zonas, estimada en 4.000 ºC, es mucho menor que la del resto de la fotosfera (6.000 ºC) y, por tanto, emiten menos calor. Sin embargo, de forma paradójica, cuando el Sol presenta mayor número de manchas es cuando la intensidad de su radiación calorífica es mayor. Esto se debe a que las manchas aparecen en periodos de fuerte actividad magnética solar y, en torno a ellas, se encuentran unas pequeñas estructuras muy brillantes llamadas fáculas que tienen una temperatura mucho mayor. La cantidad de manchas solares muestra periodos de oscilación de unos 11 años, relacionados con el cambio en la polaridad del campo magnético solar, ciclos que determinan variaciones en la energía recibida por la Tierra. Estas variaciones son muy pequeñas (del orden del 0,1%), como se pudo determinar a partir de los años ochenta mediante medidas realizadas desde satélites. No obstante, en ocasiones, los ciclos solares muestran perturbaciones de periodos más prolongados con mayores efectos climáticos. Así, a lo largo de la historia de la humanidad se han sucedido épocas en las que las que el Sol presentaba un número muy reducido de manchas, como el periodo comprendido entre 1645 y 1715, denominado como “mínimo de Maunder”, que se han asociado con episodios de enfriamiento. Algunos autores han relacionado esta etapa con el enfriamiento

denominado “Pequeña Edad de Hielo”. Esta época que se extendió desde siglo XVI hasta el comienzo del siglo XIX constituyó un periodo de clima muy variable, con episodios muy fríos. Se estima que las temperaturas disminuyeron un 1,5 ºC de media y que los glaciares alpinos avanzaron, destruyendo varias aldeas y numerosas propiedades.

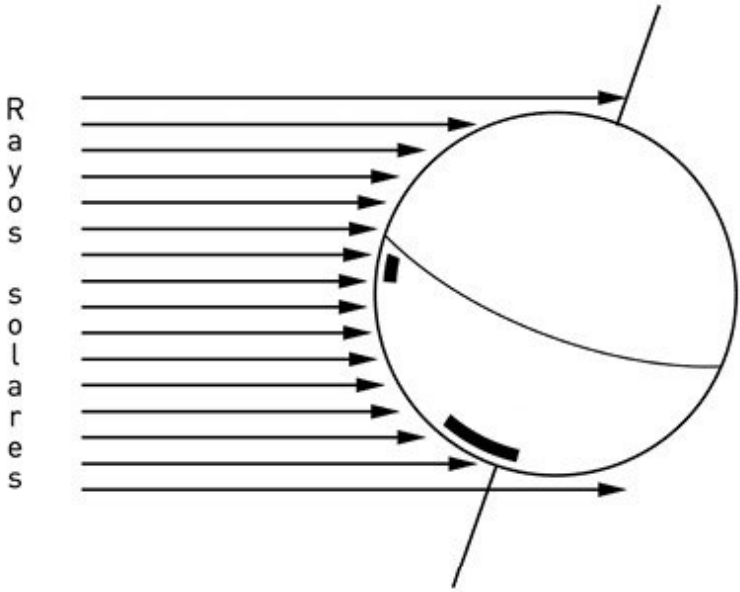
A pesar de estas variaciones tan llamativas, el Sol es una estrella muy estable, por lo que no se considera que esta sea una contribución importante para explicar las grandes variaciones climáticas.

La distribución de la energía del Sol

Hemos visto que el calor de la superficie de la Tierra proviene de forma casi exclusiva del Sol, pero nos corresponde ahora preguntarnos cómo se distribuye esta energía a lo largo de su superficie y por qué tenemos diferentes zonas climáticas en nuestro planeta. El calor del Sol no se distribuye uniformemente a lo largo de toda la superficie de la Tierra. Debido a su forma casi esférica, la radiación recibida por unidad de superficie terrestre dependerá de la latitud, y será máxima en el ecuador y mínima en los polos debido a que allí los rayos del sol inciden de forma muy oblicua (figura 3).

Figura 3

Debido a la forma esférica de la Tierra, el ángulo de incidencia de los rayos solares es muy oblicuo en las zonas polares. La insolación por unidad de superficie —trazos gruesos— es máxima en las zonas ecuatoriales



En estas variaciones juegan también un gran papel las oscilaciones en la órbita y la inclinación del eje de rotación de la Tierra, como mostraremos más adelante.

Existen dos medios que reciben la radiación solar y que distribuyen la energía recibida del Sol a lo largo de todo el planeta: la atmósfera y los océanos. Estos sistemas muestran muchas relaciones mutuas en su tarea de redistribuir la energía de la radiación solar, pero los analizaremos en primer lugar por separado. A continuación describiremos el papel de los actores que, aunque puedan parecer pasivos, intervienen activamente a la hora de determinar las variaciones climáticas: los casquetes glaciares, la litosfera y la biomasa.

La atmósfera

La atmósfera es la envolvente gaseosa que cubre la superficie

terrestre. Se extiende hasta los 100 km de altura, pero más del 80% de su masa está contenida en los primeros 15 km, en la denominada troposfera. Recordemos su composición: el 99% de su volumen está compuesto por únicamente dos elementos: nitrógeno en un 78,08% y oxígeno, el gas que necesitamos para la vida, presente en un 20,95%. Del 0,97% restante, la mayor parte corresponde a otro gas inerte, el argón, que representa el 0,93%; finalmente, el anhídrido carbónico o CO_2 representa únicamente el 0,04%, cantidades tan pequeñas que se expresan habitualmente en partes por millón (ppm), es decir, 395 partes por millón. El resto son ya componentes muy minoritarios entre los que cabe destacar por su interés climático el metano (CH_4), presente en una proporción de únicamente 1,79 ppm.

Estos datos se refieren a la atmósfera seca, ya que olvidamos otro gas, cuya presencia nos resulta más evidente, pues su condensación en la troposfera forma las nubes: el vapor de agua. Su presencia en la atmósfera depende de la temperatura, ya que el aire caliente es capaz de contener más vapor de agua que el aire frío. Consecuentemente, su contenido en la atmósfera es muy irregular, llegando a alcanzar un 4% del volumen del aire en áreas de elevadas temperaturas, con un contenido medio atmosférico del 0,25%.

La importancia de las minorías: el efecto invernadero

La atmósfera representa una trampa para la radiación solar, ya que retiene su calor. Si toda la energía absorbida del Sol fuese reflejada al espacio, la temperatura media del aire en la superficie de la Tierra sería de -19 ºC. Sin embargo, la temperatura media de nuestro planeta es de 15 ºC, 34 ºC más de lo que le corresponde, ¿dónde está el truco? La respuesta es el famoso efecto invernadero.

Este efecto, del que los medios de comunicación de masas se hacen eco con profusión, se debe al hecho de que determinados gases de la atmósfera retienen el calor emitido por la superficie de la Tierra e

impiden que vuelva en su totalidad al espacio. La energía que emite la Tierra como resultado de su calentamiento se hace en forma de una radiación de onda más larga que la de la luz visible que recibe del Sol. Se trata de la radiación infrarroja, que tiene una longitud de onda de entre 4 y 20 micras. Las moléculas de algunos gases, que tienen una componente dipolar, interaccionan con esta radiación, que induce su vibración y por tanto aumenta su temperatura. Cada gas reacciona con una frecuencia ligeramente distinta de radiación y reemiten este calor al resto de la atmósfera. Un factor importante a considerar es que la capacidad de absorber energía de cada gas será mayor cuanto mayor sea su concentración.

¿Y cuáles son estos gases que provocan el efecto invernadero? Pues curiosamente son los componentes más minoritarios de la atmósfera que detallábamos con antelación: CO2, metano y vapor de agua.

De estos gases, el más conocido es sin duda el CO2 o anhídrido carbónico. Este el gas resultante de la combustión, del que nosotros estamos inyectando actualmente grandes cantidades en la atmósfera. Este gas tiene un elevado tiempo de residencia en la atmósfera, ya que no se descompone y solo desaparece de ella por mecanismos biológicos o geológicos que constituyen parte del ciclo del carbono, que se describirá más adelante. Datos recogidos de climas pasados y simulaciones con modelos climáticos indican que una duplicación del contenido de CO2 en la atmósfera daría como lugar una subida de la temperatura media de la Tierra de 3 ºC, teniendo en cuenta otros procesos de retroalimentación de acción rápida.

El vapor de agua es el gas que tiene un mayor efecto invernadero, pero también es el más difícil de cuantificar, ya que presenta un fenómeno de retroalimentación, dado que su concentración en la atmósfera aumenta con la temperatura. En efecto, un clima más cálido favorece la evaporación de agua de mares y lagos, lo que a su vez induce un mayor efecto invernadero, provocando un aumento de temperatura en un mecanismo circular.

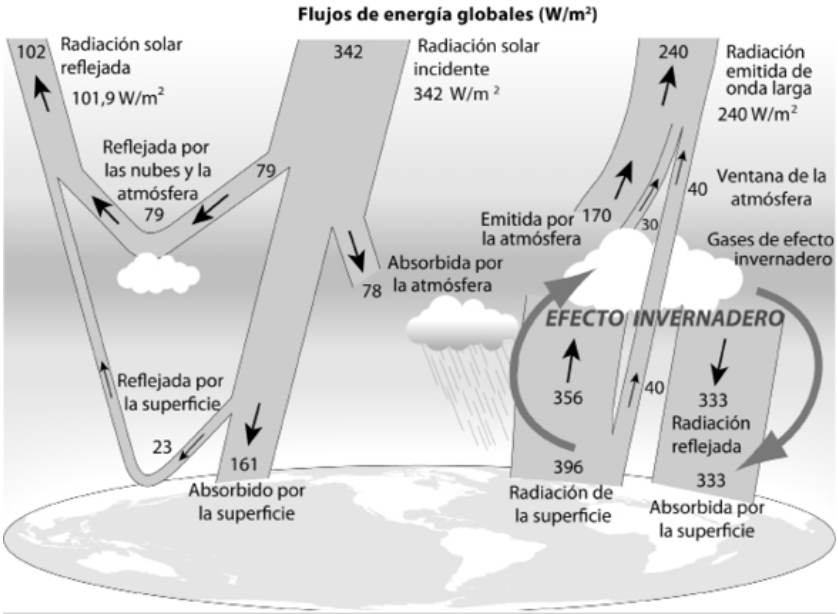
El metano es un gas proveniente de la descomposición de la materia orgánica en ausencia de oxígeno. Su efecto invernadero es muy efectivo, siendo su potencial de calentamiento global a corto plazo 80 veces mayor que el del CO2. Sin embargo, su presencia en la

atmósfera es mucho más escasa y breve, ya que es rápidamente oxidado, estimándose su tiempo medio de residencia en 12 años.

No obstante, tenemos que ser conscientes de que la composición de la atmósfera a lo largo de la larga historia de la Tierra no ha sido siempre igual a la actual. Las concentraciones de oxígeno y CO2 determinadas a partir de los datos deducibles de los sedimentos antiguos, hoy conservados como rocas, han variado mucho en los 3.000 Ma de los que conservamos algún registro. Uno de los mayores hitos fue la oxigenación de la atmósfera, que tuvo lugar hace 2.400 Ma debido a la fotosíntesis de las algas unicelulares que dominaron la biosfera durante las primeras etapas de la historia de nuestro planeta, sustituyendo a la atmósfera primitiva, probablemente dominada por CO2.

Figura 4

Balance anual de energía de la Tierra. A la izquierda se refleja el destino de la radiación proveniente del Sol. A la derecha se expresa la energía irradiada por la Tierra y reflejada en la atmósfera por el efecto invernadero. La cantidad de radiación solar que incide sobre la superficie de la Tierra es igual a la suma de la radiación solar que es reflejada (albedo) y la radiación de onda larga emitida por la Tierra al espacio exterior



El baile de la atmósfera

El calentamiento diferencial de la superficie terrestre entre el ecuador y los polos induce el movimiento del aire de la atmósfera. En las zonas ecuatoriales el aire se calienta por el contacto con la superficie terrestre y la de los océanos, lo que hace que su densidad disminuya y ascienda, siendo su lugar reemplazado por el aire más frío procedente las latitudes altas. De esta forma se generarían teóricamente unas gigantescas células de convección en cada hemisferio, que transportarían en la parte alta de la troposfera el aire caliente hacia los polos, mientras, pegado al suelo, el aire frío se desplazaría desde los polos hacia el ecuador.

En realidad estas células tienen un tamaño más pequeño que el teóricamente esperado y son mucho más complejas, como resultado de la rotación de la Tierra. Este giro induce un efecto sobre los fluidos terrestres denominado efecto Coriolis, por el que su movimiento se va a ver modificado hacia el Este (en el mismo

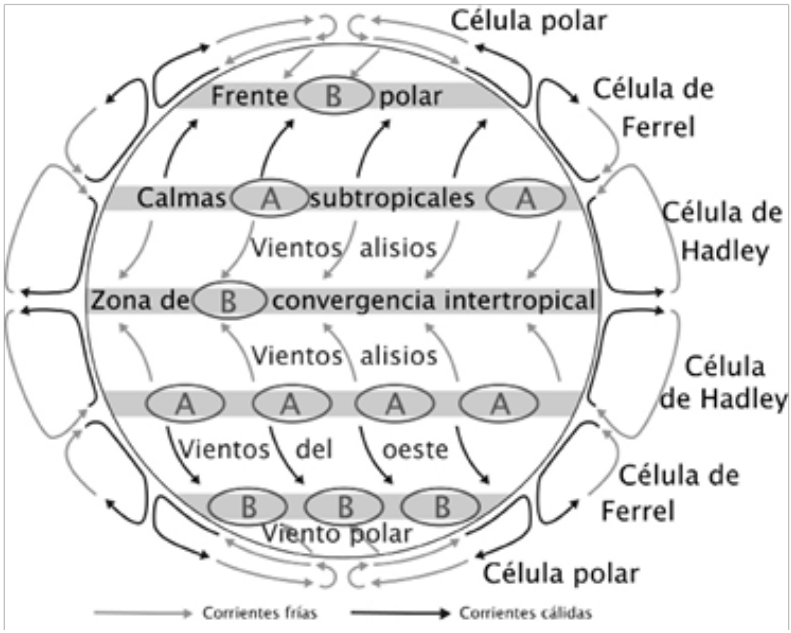
sentido de rotación del planeta) o hacia el Oeste, dependiendo de si se dirigen hacia el polo o hacia el ecuador, respectivamente.

El efecto Coriolis es la desviación que sufre un objeto al desplazarse entre dos puntos de distinta latitud de la Tierra. Para entenderlo tenemos que pensar que el aire situado sobre el ecuador tiene un movimiento de rotación solidario con la Tierra con una velocidad de 1.671 km/h (el resultado de dividir los 40.075 km del ecuador entre las 24 horas que tarda la Tierra en dar una vuelta sobre sí misma). Esta velocidad de la superficie va disminuyendo progresivamente hacia los polos, donde será cero. En ausencia de fricción y turbulencia —que frene su velocidad—, cuando una masa de aire procedente del ecuador alcance una latitud de 30º, se moverá a una velocidad hacia el Este 484 km/h mayor que la del suelo en ese punto. Esto hace que las corrientes que viajen desde el ecuador hacia los polos sufran una desviación en el sentido de rotación de la Tierra, es decir, hacia el Este. De forma opuesta, una corriente que viaje desde las latitudes altas hacia el ecuador sufrirá un retraso respecto al suelo de las zonas ecuatoriales, es decir, un desplazamiento hacia el Oeste. Este efecto se suele resumir en que una corriente de un fluido se desvía hacia la derecha en el sentido de la marcha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur.

El efecto Coriolis va a provocar que la gran célula de convección teórica se divida en tres células de convección menores en cada hemisferio, dispuestas cada 30º de latitud (figura 5): la célula ecuatorial o de Hadley, la célula de las latitudes medias o de Ferrel y la célula Polar.

Figura 5

Células de convección de la atmósfera terrestre. Se expresan con la letra ‘B’ las zonas de bajas presiones y con la letra ‘A’ las zonas de altas presiones donde las corrientes de convección se dirigen hacia la superficie



Fuente: Figura modificada del original de DWindrim.

El sistema de circulación de Hadley transporta el aire caliente y húmedo que se forma en la fuertemente insolada zona ecuatorial, hasta los 30º de latitud N y S. El aire caliente y húmedo asciende y se desplaza por la parte alta de la troposfera hacia los polos hasta que se enfría y desciende en la zona subtropical. De forma complementaria, el aire de las zonas subtropicales retorna, a nivel del suelo, hacia el ecuador, formando los denominados vientos alisios, que son desplazados hacia el Oeste por el mecanismo de Coriolis. Estas células explican la distribución de las zonas climáticas ecuatoriales: en los 30º de latitud, donde el aire ya frío y seco desciende, se localizan áreas de altas presiones atmosféricas y escasos vientos, lo que explica la existencia de regiones desérticas en todos los continentes y hemisferios, cerca de esas latitudes. En la zona ecuatorial, donde se produce el ascenso de aire caliente, tiene lugar la convergencia de los dos sistemas de vientos alisios creando la zona de convergencia intertropical (ITCZ), un área caracterizada

por fuertes tormentas y elevadas precipitaciones.

Las células polares tienen también un patrón de circulación atmosférica definido y estable. El aire relativamente cálido y húmedo de los 60º de latitud asciende y se desplaza hacia los polos, donde se enfría mucho y vuelve por la superficie hacia el ecuador, desviándose hacia el Oeste. Estas masas de aire frío constituyen el denominado frente polar.

Entre estos dos grandes sistemas, en las latitudes medias, de 30º a 60º, se localizan las células de Ferrel. El funcionamiento de estas células es mucho más caótico, ya que no hay un área fuente bien definida de aire caliente ni un sumidero de aire frío que favorezcan un movimiento de convección estable como en las otras dos. El aire caliente proveniente de las áreas de alta presión, localizadas a 30º de latitud, se desplaza hacia los polos pegado a la superficie, desviándose hacia el Este por el efecto Coriolis. En este viaje se encuentra con el frente polar, donde el gran contraste de temperaturas provoca la formación de borrascas que circulan intermitentemente a lo largo de la circunferencia terrestre alternando con áreas de alta presión. Los vientos superficiales dominantes en este sector provienen del Oeste en ambos hemisferios, como conocemos bien los habitantes de la península Ibérica.

Un planeta azul

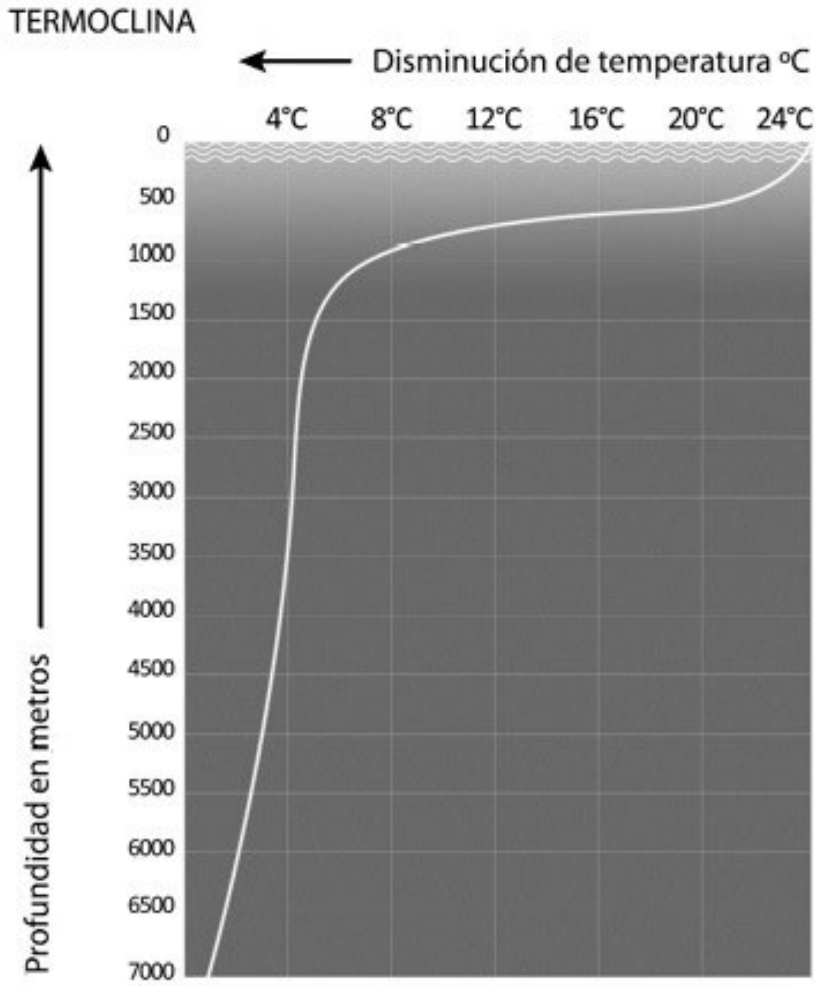
Cuando, en 1961, el cosmonauta ruso Yuri Gagarin se convirtió en el primer hombre que pudo ver la Tierra desde el espacio, lo que más le llamó la atención fue su hermosísimo color azul, que se debe a la predominancia de agua en su superficie. La inmensa mayoría del agua de nuestro planeta corresponde a la contenida en los océanos. Su masa es 300 veces mayor que la de la atmósfera, lo que, unido a su gran inercia térmica (su capacidad calorífica es 1.000 veces mayor que la del aire), lo convierte en uno de los almacenes de calor con mayor influencia en el sistema climático

terrestre. En contrapartida, los cambios climáticos inducidos por los océanos van a ser mucho más lentos que los propiciados por la envoltura gaseosa, como resultado de su gran inercia térmica. Así, mientras que los cambios climáticos atmosféricos pueden transmitirse al conjunto climático global en un año, los inducidos por los océanos en su conjunto tardan más de 1.000 años en manifestarse.

El sistema climático representado por los océanos tiene además numerosas diferencias con el de la atmósfera. En primer lugar, las áreas oceánicas se encuentran confinadas entre los continentes, sobre todo en el hemisferio norte, que van a limitar el flujo de las corrientes oceánicas.

Figura 6

La curva blanca muestra la evolución de la temperatura de los océanos con la profundidad. El rápido cambio de temperatura entre 200 y 1.000 metros corresponde a la termoclina



Otra gran diferencia lo constituye el hecho de que la radiación solar calienta directamente el agua de los mares, no de forma indirecta como a la atmósfera. Hay que recordar que el albedo de la superficie oceánica es muy bajo, del orden del 10%, lo que significa que va a absorber una gran cantidad de la radiación incidente. Otra diferencia fundamental es que esta energía se recibe en su capa superficial, por lo que las corrientes de convección presentan una dinámica muy distinta a la atmosférica, ya que las partes más calientes del fluido van a estar en su parte más somera. Como ejemplo, toda la radiación infrarroja se absorbe en el primer

milímetro de agua y el 80% de la radiación visible se absorbe en los primeros 75 metros, como conocen todos aquellos que han hecho submarinismo o han visto un vídeo de Cousteau.

Dado que el agua caliente es más ligera que la fría, tenderá a permanecer en la superficie, como experimentamos a pequeña escala cuando nos sumergimos en un mar tranquilo o en un lago, buceamos hacia el fondo y sentimos un escalofrío. Podemos tener una imagen más precisa si sumergimos un termómetro en el océano. Así encontraremos un nivel superficial de aguas cálidas y espesor variable, que puede alcanzar los 150 metros de profundidad (muy variable según los mares y las estaciones), donde la acción de las olas mezcla el agua, homogeneizando su temperatura. Más abajo se encuentra una capa de transición donde la temperatura decrece de forma muy rápida con la profundidad. Esta capa se denomina termoclina y en su parte inferior el agua está a una temperatura cercana a los 4 ºC. A partir de este punto y hasta las profundidades oceánicas (la profundidad media de los océanos es de 3.800 metros), su temperatura muestra pocas variaciones, disminuyendo de forma muy progresiva hacia el fondo. La termoclina se extiende entre los 60º de latitud N y S y no se desarrolla en las frías aguas circumpolares. Esta capa representa una barrera que va a aislar las cálidas aguas superficiales, que sufrirán variaciones de temperatura estacionales, de las aguas profundas, permanentemente frías. Ambos conjuntos tienen además diferentes concentraciones de elementos químicos minoritarios disueltos como veremos a continuación.

No solo agua: la composición de los océanos

Para comprender el funcionamiento térmico del océano debemos también prestar atención a su composición. Aparte del agua, su principal componente son las sales que se encuentran disueltas en ella, que son en su mayor parte cloruro sódico o sal común. Hay dos factores que pueden hacer variar la salinidad de los mares: la evaporación y la precipitación, y su balance va a determinar la salinidad de los océanos. La evaporación concentra la sal

aumentado la salinidad del agua, mientras que la precipitación tiene el efecto contrario. En los mares ecuatoriales la precipitación es mayor que la evaporación, pero en las zonas subtropicales más áridas, situadas en torno a los 30º de latitud, domina la evaporación. Nuevamente, en las zonas polares, donde la evaporación es muy baja, la salinidad también lo es. Consecuentemente, la salinidad del mar es baja en el ecuador, alta en las zonas subtropicales y de nuevo baja en los polos.

La salinidad es importante porque determina la densidad del agua, siendo las aguas más salinas las más densas. Sin embargo, la temperatura influye de una forma más notoria, de forma que aguas frías, aunque menos saladas que aguas tropicales calientes, pueden tener una mayor densidad. Otro factor que explica la alta densidad de las aguas circumpolares es el proceso invernal de congelación de las aguas superficiales del mar, ya que el hielo que se forma para constituir la banquisa (la superficie del mar helada en invierno en las zonas polares) acepta sal en muy pequeña proporción, aumentando consecuentemente la salinidad del agua circundante. El efecto combinado de estos dos factores hace que las aguas más densas se encuentren en el Atlántico norte y en los océanos meridionales, siendo mucho más ligeras las del Pacífico septentrional.

Otro componente muy importante del agua marina con transcendencia climática es el CO2. Este gas se encuentra disuelto en el agua de los océanos en forma de diversos iones que se incluyen conjuntamente bajo la denominación de carbono inorgánico disuelto (DIC). El balance del contenido de CO2 entre los océanos y la atmósfera constituye uno de los principales mecanismos de regulación del clima de nuestro planeta, como detallaremos más adelante.

Un tercer aspecto de la composición química del agua marina son los elementos químicos que se encuentran en pequeña proporción, pero que son necesarios para el desarrollo de la vida. Entre estos, los esenciales son nitrógeno, fósforo, hierro, potasio y silicio. Estos elementos son rápidamente absorbidos por los organismos vivos, sobre todo los que forman el plancton en las aguas superficiales, donde se concentra la biomasa de los océanos. Las aguas someras

están pues empobrecidas en estos elementos y su carestía constituye un factor limitante para la vida. En las aguas profundas, donde apenas hay actividad biológica, estos elementos no se consumen, además de llegar a ellas por la decantación hacia el fondo de la materia orgánica muerta procedente de las áreas superficiales y, consecuentemente, son muy ricas en ellos. En los puntos en las que estas aguas profundas puedan acercarse hacia la superficie del océano florecerá la vida marina.

Corrientes oceánicas

Si no existiese un mecanismo de redistribución de la temperatura del agua de los océanos, las diferencias climáticas entre las zonas ecuatoriales y polares serían mucho mayores. Los estudios oceanográficos han comprobado que existen dos grandes mecanismos de circulación oceánica que cumplen esta función: un sistema de corrientes marinas superficiales propulsado por los vientos y un sistema de flujos profundos que tiene su motor en las diferencias de densidad del agua marina en las distintas regiones.

Las corrientes superficiales

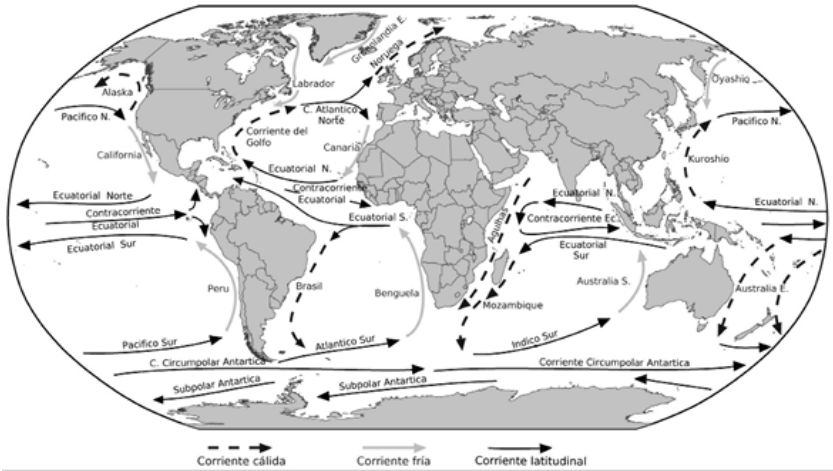
Las aguas superficiales del océano, por encima de la termoclina, son empujadas por el viento dando lugar a corrientes oceánicas de poca profundidad que provocan el desplazamiento de grandes masas de agua. La distribución de estas corrientes en las cuencas oceánicas va a ser por tanto parecida a la de los vientos dominantes, pero con la diferencia de que van a estar constreñidas por las masas continentales. El patrón de circulación oceánica en ambos hemisferios va a ser muy parecido entre el ecuador y la los 45º de latitud. En las cercanías del ecuador los vientos alisios provenientes del Este inducen corrientes oceánicas en la misma dirección que van a ser desviadas por las masas continentales de América y Asia hacia

los polos. En las latitudes medias los vientos predominantes del Oeste impulsan estas corrientes hacia el Este, en la dirección contraria, hasta chocar con las costas occidentales de Europa y América, cerrando el circuito. Se forman de esta manera unos grandes domos en los océanos Atlántico y Pacífico que tienen un movimiento circular en el sentido de las agujas del reloj en el hemisferio norte y en sentido antihorario en el hemisferio sur. De estas corrientes superficiales, la más conocida para nosotros es la denominada corriente del Golfo, que transporta las aguas cálidas y saladas del golfo de México hacia las latitudes septentrionales de las costas europeas, con un trazado superior a los 5.000 km. La corriente de retorno que lleva agua fría del Atlántico norte hacia el ecuador es la corriente de Canarias.

En el hemisferio sur, la ausencia de masas continentales por debajo de los 50º de latitud permite el desarrollo de una corriente que circunda completamente el continente antártico. Este flujo, que corre hacia el Este impulsado por los vientos del Oeste predominantes en estas latitudes, es la denominada corriente Circumpolar Antártica y es la responsable del aislamiento climático del continente antártico que ha propiciado sus condiciones climáticas extremadamente frías.

Figura 7

Circulación superficial de los océanos. Nótese la presencia de los sistemas de corrientes circulares o 'giros' en los océanos de ambos hemisferios con diferente sentido de rotación

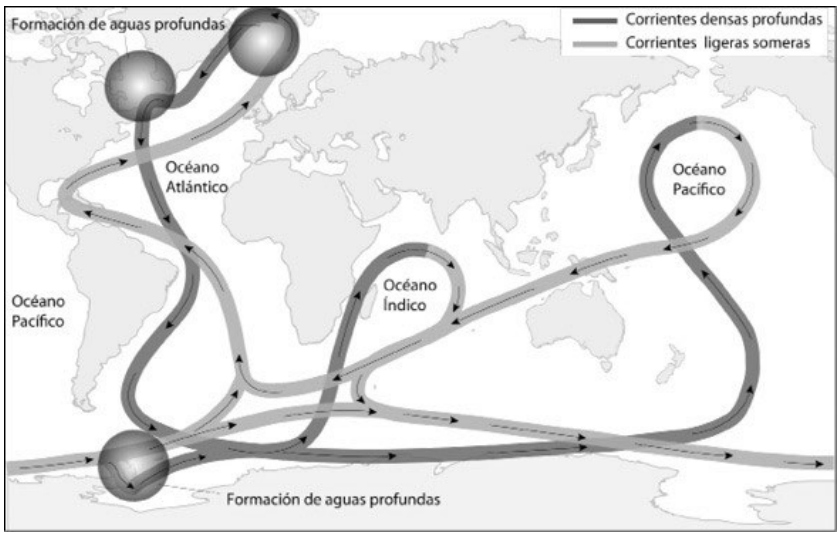


Las corrientes profundas

El movimiento del agua en los océanos no se limita a su capa superficial. Si así fuese, el fondo de los océanos sería un depósito de aguas muertas sin oxígeno, donde no podría haber vida. El motor de este movimiento de las aguas abisales es la diferencia de densidad de las aguas oceánicas que, como hemos visto, depende de su temperatura y salinidad, por esto con frecuencia este sistema de circulación profundo recibe el nombre de circulación termohalina. El origen de estas corrientes profundas se localiza en el Atlántico norte y en las costas antárticas, donde se forman aguas muy densas como resultado de la formación de la banquisa o mar helado, ya que el hielo no acepta sal en su estructura y la sal excedente enriquece el agua circundante, aumentando mucho su salinidad. La densidad de estas aguas hace que se sumerjan rápidamente hacia los fondos abisales, donde se desplazan horizontalmente pegadas al fondo. Este sistema se conecta con el sistema de corrientes superficial que hace que las aguas profundas suban de nuevo a la superficie, ya que sin este mecanismo no habría un flujo completo.

Figura 8

Ilustración que representa el sistema de corrientes oceánicas profundas. Las áreas donde se generan las aguas densas se han resaltado mediante círculos



Tal como puede observarse en la figura 8, donde está representado de forma muy esquemática, este régimen de corrientes profundas recorre completamente los océanos Atlántico y Glaciar Antártico, con derivaciones hacia los océanos Índico y Pacífico. En estas últimas áreas la difusión vertical y la mezcla de agua por vientos y corrientes hace que aumente su temperatura y disminuya su salinidad, formando unas corrientes más superficiales que tienen un movimiento de retorno hacia el océano Atlántico. Otro mecanismo que hace subir a la superficie estas aguas profundas son los vientos: en áreas donde se encuentran dos sistemas de vientos convergentes como los alisios, el desplazamiento de las masas superficiales de agua induce un vacío o presión negativa en la superficie del océano que hace que las aguas profundas por debajo de la termoclina afloren a la superficie. Estas áreas, denominadas zonas de upwelling, se dan también en las costas donde fluyen corrientes de aire paralelas a las mismas, como las costas del Chile y África meridional. Las aguas profundas son mucho más ricas en nutrientes

que las aguas superficiales, por lo que estas zonas de upwelling son áreas de gran productividad orgánica y constituyen ricos caladeros de pesca.

Las interacciones entre el océano y la atmósfera: El Niño

El régimen climático terrestre es extremadamente complejo y para describirlo aquí hemos desglosado los diferentes actores que lo componen, pero una visión más realista exige considerar la interacción de estos elementos, que puede tener múltiples facetas. Un ejemplo clásico de la interacción climática entre los océanos y la atmósfera es el fenómeno de El Niño.

Como ya hemos mencionado, la costa pacífica de Perú y Ecuador tiene unos caladeros muy ricos debido a la emergencia de aguas frías profundas que sustenta una importante actividad pesquera. Este fenómeno se debe a que en esta zona los vientos alisios, que vienen del Este, son fuertes y empujan las aguas superficiales ecuatoriales desde el litoral americano hacia el Pacífico occidental, siendo su lugar reemplazado por las aguas profundas. En estas costas los vientos son relativamente fríos y secos ya que provienen del continente americano donde hay menos vapor de agua disponible que en el océano. Sin embargo, en la otra orilla del Pacífico, frente a las costas del norte de Australia, el aire y el océano están más calientes y la atmósfera se carga de vapor de agua, dando lugar a una zona de bajas presiones con fuertes lluvias.

Sin embargo, en determinados años, en fechas próximas a la Navidad (de ahí el nombre de El Niño, por el Niño Jesús), los pescadores del norte de Perú observaban que los bancos de peces desparecían, al tiempo que las aguas superficiales eran anormalmente calientes. Esta perturbación dura entre un año o año y medio y se repite en ciclos irregulares que pueden oscilar entre tres y siete años. Durante la anomalía de El Niño, los vientos alisios que refrescaban las costas de Ecuador y Perú ahora son débiles, la corriente oceánica desaparece y las aguas frías abisales no emergen.

Las altas temperaturas de las aguas superficiales hacen que haya una gran evaporación y las precipitaciones tengan ahora lugar sobre las costas americanas provocando inundaciones en las zonas costeras desde Ecuador hasta el sur de Chile, el norte de México y la Baja California. En la otra orilla del océano la situación es inversa, ya que el cinturón de bajas presiones del norte australiano se desplaza al centro del Pacífico, lo que provoca sequías en todo el sureste asiático.

Esta dinámica climática forma parte de un patrón de circulación atmosférica mucho más general de la región del Pacífico, conocida como circulación de Walker. Sir Gilbert Walker fue la primera persona que relacionó el clima de las dos orillas del océano Pacífico (Santiago de Chile y Yakarta en Indonesia) observando que existía una compensación entre las presiones atmosféricas, de forma que cuando una es alta en un lado, es baja en el otro. Este fenómeno evidencia la existencia de una enorme célula de circulación oceánica que asegura la transferencia de calor en dirección este-oeste a lo largo del Pacífico meridional, que se conoce como ENSO por sus siglas en inglés (El Niño-Southern Oscillation, El Niño-Oscilación del Sur). El control de estos patrones de circulación está en la temperatura de las aguas superficiales y la presión del aire a nivel del mar.

La Tierra helada

No toda el agua de la superficie de la Tierra se encuentra en forma líquida o gaseosa, también encontramos agua como hielo formando los casquetes polares y los glaciares de las zonas montañosas. Los hielos perennes cubren casi el 11% de la superficie de los continentes, aunque el volumen de agua helada representa únicamente el 1,74 del contenido total de agua de la superficie de la Tierra. A esta suma tenemos que añadir el hielo que no se ve, porque se encuentra por debajo del suelo. Se trata del permafrost, o suelo permanentemente helado por debajo de la superficie del terreno, cuya extensión representa un 15% más de la superficie

continental. A toda esta masa de agua sólida se la conoce generalmente como criosfera por la palabra griega crios, que significa frío.

En la actualidad, las masas glaciares más importantes están constituidas por Groenlandia en el hemisferio norte y la Antártida en el hemisferio sur, pero la Tierra no ha tenido siempre casquetes polares. En su historia más reciente solo hay constancia de su existencia en los últimos 35 Ma, después de un intervalo de más de 100 años sin rastro de su presencia. En otras ocasiones, sin embargo, la Tierra ha pasado por periodos en los que su superficie estaba casi completamente congelada, en condiciones más rigurosas que las de las relativamente recientes glaciaciones cuaternarias.

El papel de esta cobertera helada en el clima está representado por tres propiedades fundamentales. En primer lugar, como ya se ha mencionado con anterioridad, la nieve y el hielo tienen un albedo muy alto reflejando así gran parte de la radiación solar que reciben. De este modo, un aumento de la superficie helada contribuirá a un enfriamiento adicional por esta causa en un mecanismo de retroalimentación circular. La segunda propiedad del hielo es su papel de barrera que impide los intercambios directos entre la superficie continental o los océanos con la atmósfera. Este segundo caso es especialmente importante ya que el desarrollo de la banquisa o mar helado invernal impide el intercambio de CO_2 en las áreas circumpolares. En tercer lugar, el hielo tiene una gran inercia térmica que va a controlar el ritmo de los cambios de temperatura del planeta atemperándolos, de modo que, en su ausencia, la velocidad de cambio ante causas de orden similar puede ser mucho más rápida.

El permafrost o suelo helado representa también otro sistema de gran inercia térmica, en este caso más acentuado ya que su deshielo, frente a la subida de temperaturas, es más lento debido a su relativo aislamiento. Sin embargo, su papel más activo en el sistema climático responde a su contenido en compuestos de carbono que pueden ser liberados a la atmósfera y cuyo efecto se discutirá al final de este capítulo.

La cantidad de hielo acumulada sobre las áreas continentales controlará también el nivel del mar. Por ejemplo, la fusión de los

casquetes polares actuales elevaría el nivel del mar unos 70 metros, lo que influiría en múltiples aspectos: humedad del aire, cambio de las corrientes oceánicas y atemperamiento del clima en diversas regiones, entre otras posibles consecuencias.

Un súbito enfriamiento. El 'Dryas' reciente

Un ejemplo de la importancia que pueden los fenómenos de deshielo la tenemos en un evento de enfriamiento climático súbito que experimentó la Tierra entre hace 12.800 y 11.600 años. Hace 14.000 años, tras la última glaciación, las masas de hielo polares estaba retrocediendo con rapidez y las aguas de deshielo fluían hacia el océano. En Norteamérica estas aguas eran recogidas en un gran lago, hoy desparecido, conocido como lago Agassiz, que drenaba hacia el golfo de México a través de la cuenca del río Mississippi. Con el retroceso glaciar, hace 12.800 años, las aguas del lago encontraron un camino más directo hacia el océano en la cuenca del río San Lorenzo (donde se localizan hoy día las cataratas del Niágara) directamente hacia el Atlántico norte. A través de esta vía el lago se drenó muy rápidamente, descargando una gran cantidad de agua dulce que diluyó la salinidad de las aguas marinas. Este hecho tuvo como efecto la paralización del sistema de circulación termohalina del Atlántico norte, ya que la densidad del agua oceánica era ahora muy baja. Con la interrupción de este mecanismo, la corriente del Golfo que calentaba las costas europeas desapareció y condiciones casi glaciares retronaron súbitamente a Norteamérica y Europa. Durante unos 1.000 años perduraron estas condiciones muy frías, que se reflejaron en la gran expansión de la flor ártica Dryas octopetala que da nombre al evento. Finalmente, aproximadamente hace 11.600 años, se restableció el sistema de corrientes oceánicas y las temperaturas volvieron a subir hasta condiciones similares a las actuales, en un plazo estimado de 20 años.

La Edad del Hielo

A mediados del siglo XIX, diversos investigadores, entre los que destacó el geólogo suizo Louis Agassiz, intuyeron que la Tierra había pasado por épocas, geológicamente muy recientes, en las que los glaciares habían cubierto gran parte de su superficie, sobre todo en el hemisferio norte. Recibidas al principio con escepticismo, las evidencias de la acción de los glaciares en zonas ahora libres de hielo, como los valles de los Alpes o áreas de Escocia o el país de Gales, consolidaron esta nueva teoría, lo que inició un debate sobre las causas de estos enfriamientos climáticos. Parecía claro que uno de los condicionantes del clima podría estar en la cantidad de energía que la Tierra recibía del Sol, pero ¿por qué podía variar? Este problema trajo muchas mentes inquietas e imaginativas. Se propusieron muchos mecanismos que no conseguían explicar el fenómeno completamente, hasta que a mediados del siglo XIX el matemático francés Joseph Alfonse Adhémar sugirió que la solución podía estar en las variaciones en la órbita de la Tierra. Para aquel tiempo los astrónomos y matemáticos ya habían puesto de manifiesto varias perturbaciones de la órbita terrestre en su viaje alrededor del Sol, que se deben a la atracción gravitatoria que ejercen la Luna y los otros planetas del Sistema Solar sobre la Tierra. Estas variaciones consisten en tres movimientos que tienen periodicidades diferentes: la excentricidad o variación de la forma de la órbita de la Tierra, las variaciones de la inclinación del eje de giro de la Tierra sobre sí misma y, finalmente, la precesión o bamboleo de dicho eje.

La forma de la órbita de la Tierra alrededor del Sol se describe matemáticamente como una elipse, en uno de cuyos focos se sitúa el Sol, tal como había demostrado el gran astrónomo Johannes Kepler. Esto significa que en el periodo de un año, en el que la Tierra completa una vuelta alrededor del Sol, unas veces se encuentra más lejos y otras más cerca de este, dependiendo de su posición en la elipse. La máxima separación o afelio se produce el día 4 de julio y la mínima o perihelio, el 3 de enero. Esto ya nos indica que esta variación en la distancia no es la causa de las estaciones, sino que estas van a depender de otro mecanismo: la posición de la

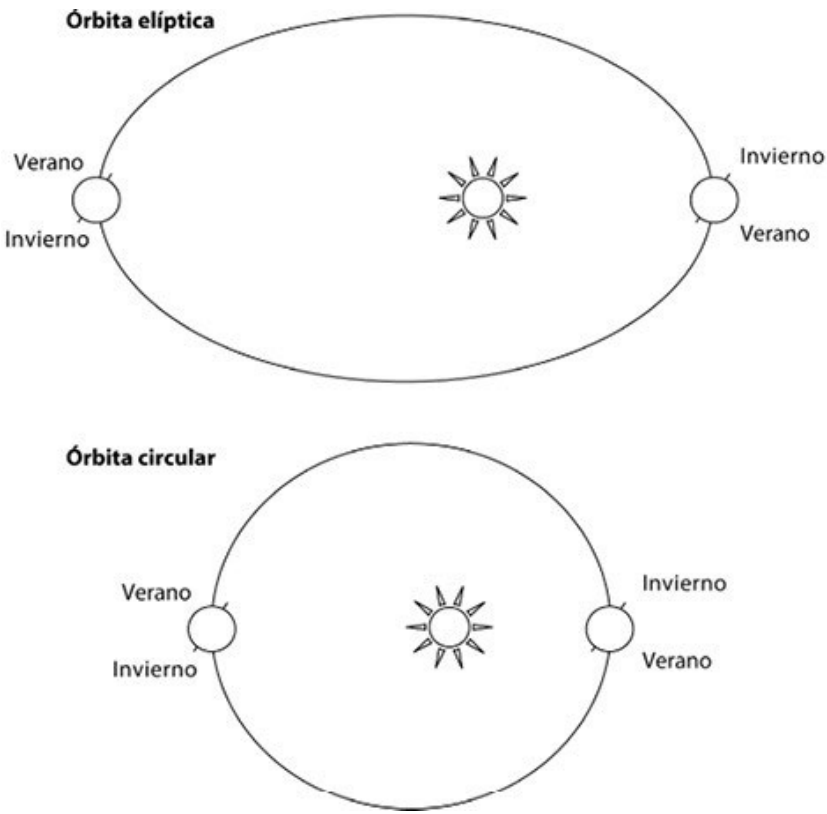
inclinación del eje de rotación de la Tierra, como veremos más adelante. Pero estas variaciones en la distancia entre la Tierra y el Sol sí van a condicionar las características de las estaciones entre ambos hemisferios. De este modo, las estaciones frías en el hemisferio norte tienen lugar cuando más cerca está nuestro planeta del Sol, siendo además unos siete días más cortas, porque la velocidad de traslación de la Tierra en este punto de la órbita es mayor. Por el contrario, en el hemisferio sur las estaciones frías son más largas y tienen lugar en un punto más alejado del Sol, por lo que, en igualdad de otras condiciones, los inviernos serán allí más rigurosos. Pero además la forma de la órbita no es constante sino que va a variar su forma, pasando desde una forma casi circular (excentricidad muy baja) a una forma elíptica mucho más pronunciada, lo que significa que la diferencia entre la distancia más próxima y más lejana del globo respecto a nuestra estrella va a aumentar significativamente. Estos cambios van a tener influencia en la distribución de la energía recibida del Sol en cada estación, llegando a alcanzar diferencias de un 30% en la insolación en las órbitas más excéntricas, aunque la cantidad de calor recibida por la Tierra durante un año completo no cambie. La función que describe la periodicidad con la que cambia la órbita de la Tierra, determinada mediante complejos cálculos astronómicos, muestra periodos de 405.000, 125.000 y 95.000 años.

La variación de la inclinación del eje de rotación de la Tierra es el segundo parámetro orbital. Este eje no es perpendicular al plano sobre el que nuestro planeta gira alrededor del Sol, sino que está inclinado, dando lugar así a las estaciones meteorológicas, ya que si el eje fuese vertical, la insolación sería la misma todos los días del año en un punto determinado de la Tierra. Esta inclinación hace que durante seis meses al año uno de los polos alternativamente no reciba la luz solar directa y determina las estaciones en el resto del planeta en función de las horas de luz que recibe cada localidad. El movimiento de variación del eje hace fluctuar su inclinación entre 22,1º y 24,4º con un periodo de 41.000 años; en la actualidad nos encontramos en un punto intermedio con una inclinación de 23,5º. Este fenómeno afecta al clima intensificando o amortiguando el contraste entre el verano y el invierno en las latitudes altas, ya que la zona ecuatorial apenas se ve afectada. Un mayor ángulo de inclinación significa un mayor contraste, mientras que un ángulo

bajo determina que los veranos de las latitudes altas serán más fríos.

Figura 9

Variaciones de la excentricidad de la órbita de la Tierra. Arriba, en momentos de máxima excentricidad la diferencia entre el punto de la órbita más cercano al Sol y el más lejano es muy grande. En momentos de mínima excentricidad la órbita es casi circular (abajo)

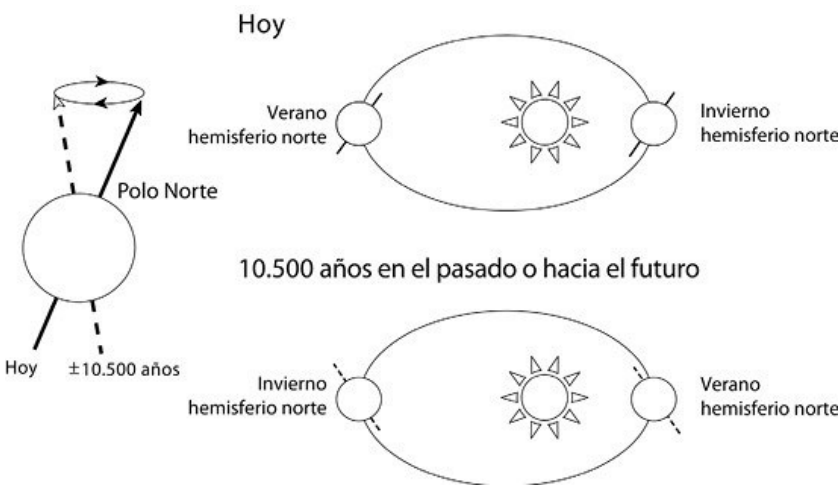


El último y más importante de los movimientos orbitales con influencia climática es la precesión o bamboleo del eje de rotación

terrestre, conocido desde que lo describió el astrónomo griego Hiparco en el año 127 a.C. Esta maniobra hace que el eje de la Tierra describa una trayectoria circular en el espacio, como una peonza que está perdiendo fuerza. Ahora se encuentra apuntando hacia la estrella Polar, pero dentro de 12.000 años lo hará hacia Vega, volviendo a la posición original al cabo de 26.000 años. Este ciclo muestra un periodo de 23.000 años y uno más débil de 19.000 años. La precesión determina la posición de las estaciones de cada hemisferio dentro de la órbita de la Tierra, es decir, si el invierno del hemisferio norte tiene lugar cuando la Tierra está más cerca del Sol (perihelio), como en la actualidad, o como ocurría hace 11.500 años, cuando el invierno de nuestro hemisferio ocurría en el afelio, y por tanto era más frío. La combinación de este factor de precesión con el de la excentricidad de la órbita va a provocar variaciones notables en la insolación recibida por un punto determinado de la superficie terrestre.

Figura 10

El movimiento de precesión de la Tierra consiste en que su eje de rotación gira circularmente en el espacio. Este movimiento hace que cada 10.500 años cambie el hemisferio que está en posición de verano en el punto más cercano al Sol de la órbita



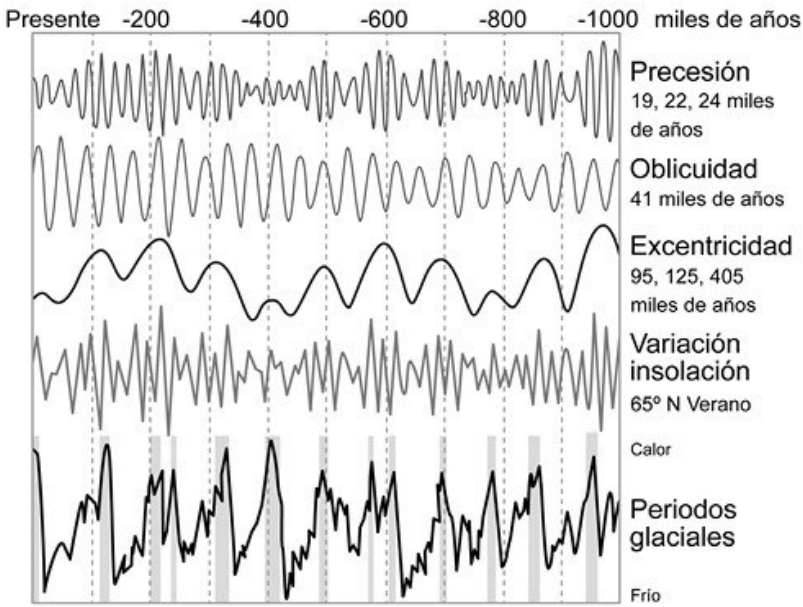
Tras la teoría inicial propuesta por Adhémar, bien orientada pero insuficientemente documentada, una brillante mente escocesa retomó el problema en la segunda mitad del siglo XIX. James Croll no tuvo mucha suerte en la vida, pero era un autodidacta extremadamente inteligente que abordó el problema del origen de los ciclos glaciares con decisión. Buscando cambios en la intensidad solar recibida por la Tierra, Croll llegó a la conclusión de que la excentricidad de la órbita no explicaba estos cambios, ya que la radiación total recibida durante un año no sufría variaciones. Sin embargo, fijó su atención en el hecho de que lo que sí se veía afectado era la cantidad de radiación solar recibida en cada estación del año. Croll identificó la combinación de los ciclos de excentricidad y precisión como un factor fundamental que controlaba la energía recibida por la Tierra en cada uno de sus hemisferios. Se preocupó también por las corrientes atmosféricas y oceánicas que repartían esta energía por el globo y fue la primera persona que describió el mecanismo por el que el aumento de la extensión de los glaciares sobre la Tierra tiene un efecto de retroalimentación, haciendo que el clima se enfríe aún más, ya que reflejan una mayor cantidad de energía al espacio. Croll publicó su trabajo en 1875 donde incluyó unas curvas que mostraban las variaciones en excentricidad en las que se observaban periodos potencialmente fríos aproximadamente cada 100.000 años. Su teoría fue inicialmente muy bien recibida por la comunidad geológica como una solución al dilema, pero su comparación con las evidencias aportadas por el registro geológico empezó a poner de manifiesto varios problemas. En primer lugar, Croll pensaba que las etapas glaciares tenían lugar de forma alterna en ambos hemisferios, pero los datos geológicos demostraban que eran eventos globales, simultáneos en ambas mitades del planeta. Un segundo problema eran las edades propuestas por Croll para las glaciaciones; en esta época todavía no había herramientas para la determinación absoluta de la edad de las rocas, pero las estimaciones de las tasas de erosión mostraron que los depósitos glaciares más jóvenes tenían unos 11.000 años en lugar de los 100.000 sugeridos por el escocés.

Estos problemas relegaron la teoría orbital de los ciclos glaciares

durante muchos años, hasta que otra gran inteligencia retomó el problema. Milutin Milankovitch, un matemático serbio, buscaba un reto intelectual en el que emplearse, cuando topó con el libro de Croll. Tras analizarlo y apreciar sus puntos débiles consideró que podía emplear su talento matemático para resolver la cuestión. Milankovitch emprendió la titánica tarea de determinar la temperatura de cada punto de la Tierra en función de la radiación solar incidente y calcular sus variaciones a lo largo del tiempo pasado en función de los tres ciclos orbitales. Sin calculadoras ni hojas de cálculo, solo con unas tablas de logaritmos y una regla de cálculo, tardó casi una década en completar su tarea. En 1920 publicó su libro Teoría matemática del calentamiento producido por la radiación solar. En él incluía sus cálculos con estimaciones de la insolación desde hace 650.000 años, que indicaban por ejemplo que, en verano, zonas con una latitud actual de 65º N como Islandia podían tener en momentos desfavorables de los ciclos orbitales, condiciones similares a las de Spitzbergen, situado a 77º N. El libro llamó la atención del gran climatólogo alemán Köppen, que estaba preparando un volumen sobre climas de la historia de la Tierra con su yerno Alfred Wegener, quienes apreciaron inmediatamente el valor del trabajo de Milankovitch y le animaron a colaborar. Köppen sugirió que la clave del origen orbital de las glaciaciones estaba en el dato de insolación de la latitud 65º del hemisferio norte, y en las épocas orbitales de veranos más frescos, que iban a permitir la permanencia de la nieve durante el verano hasta el invierno siguiente. De este modo se iban acumulando capas de nieve sucesivas que a su vez influían sobre el clima, ya que reflejaban la radiación solar retroalimentando el efecto de enfriamiento, como ya había descubierto Croll. Los continentes del hemisferio norte podían acoger masas glaciares crecientes, a diferencia de los australes, situados a latitudes menores (la Antártida no cuenta, ya que permanecía siempre helada). Los veranos más frescos iban a coincidir también con los inviernos suaves, pero esto, lejos de suponer un problema, era un refuerzo a este análisis, puesto que en los inviernos más templados se produce una mayor evaporación que va a dar lugar a mayores precipitaciones de nieve.

Figura 11

Gráfico mostrando los ciclos de precesión, oblicuidad y excentricidad de la Tierra en el último millón de años. Con estos parámetros Milankovitch calculó el valor de la insolación en verano a 65º N: en la parte inferior se muestran los últimos periodos glaciares, que coinciden con momentos de mínima variación en la insolación



Fuente: Figura modificada del original de Nessa los, Wikimedia Commons.

Los periodos de mínima insolación detectados por Milankovitch se ajustaban muy bien a los datos obtenidos del registro geológico de los depósitos glaciares antiguos y fueron ampliamente usados. Tras la Segunda Guerra Mundial, con el estudio de los sedimentos de los fondos marinos con sondeos y los nuevos métodos de datación y determinación de temperaturas del pasado, su teoría se fue afianzando como causa de las épocas glaciares.

Pero la aplicación de este análisis orbital no se limita a las más recientes épocas glaciares. Muchas rocas sedimentarias, sobre todo las que se depositaron en mares muy profundos, muestran una notable ciclicidad exhibiendo alternancias de términos litológicos, por ejemplo caliza-arcilla en bancos regulares que pueden reconocerse capa a capa en lugares distantes muchos kilómetros. Estos pares de estratos muy probablemente tienen su origen en cambios climáticos que afectaron a la productividad orgánica de los océanos, aumentando y disminuyendo la proporción de conchas calcáreas del plancton en el sedimento. El análisis de Fourier de estos ciclos pone de relieve en muchos casos las frecuencias de los ciclos orbitales descritos por Milankovitch. Hoy día toda una rama de la estratigrafía, la cicloestratigrafía, está dedicada al estudio de estas ciclicidades y a la extracción de ellas de las señales orbitales mediante el análisis de Fourier[1]. Esto tiene una gran importancia para la estimación precisa de las edades de los sedimentos, siempre que se disponga de un punto de control, del cual se pueda conocer su edad absoluta, y es la base de la gran precisión que ha alcanzado en la actualidad el análisis temporal del registro geológico. Estos análisis de ciclicidad han sido incluso aplicados a series de estratos del planeta Marte, observados en imágenes de las sondas espaciales que muestran sedimentos marcianos finamente estratificados.

La biosfera

El conjunto de los seres vivos del planeta, conocido como biosfera, es otro elemento con una fuerte incidencia climática. La mayor parte de esta influencia se debe a que uno de los elementos químicos esenciales en la composición de los seres vivos es el carbono, que es asimismo el componente principal de algunos de los gases de efecto invernadero más efectivos. Dos procesos simétricos contribuyen a relacionar la biosfera con el contenido de carbono en la atmósfera. En primer lugar la fotosíntesis —mecanismo exclusivo de algunos seres vivos, generalmente vegetales—, por la que el CO2 del aire y el agua forman las moléculas orgánicas en presencia de luz solar que contribuye a eliminar de la atmósfera CO2. El proceso

contrario, por el que la biosfera devuelve CO2 a la atmósfera, es la respiración, que llevan a cabo también los organismos fotosintéticos. El balance entre ambas actividades va a depender del grado de madurez del ecosistema; las selvas o bosques jóvenes y en crecimiento contribuirán a eliminar el CO2 de la atmósfera, mientras que los ecosistemas maduros estarán en equilibrio. Más detalles cuantitativos de esta interacción pueden encontrarse en el apartado dedicado al ciclo del carbono, al final de este capítulo.

Otro aspecto en la que la biosfera afecta al clima es la reflectividad de la radiación solar que llega a la Tierra. Los bosques son una de las superficies que tienen un menor albedo, de un 13%, frente a áreas de praderas y zonas desérticas, por lo que una mayor cobertura de zonas forestales contribuye al calentamiento del planeta.

También es muy importante el papel desempeñado por las plantas en el ciclo del agua. Los vegetales absorben la humedad del suelo para la fabricación de materia orgánica y transpiran el vapor de agua a la atmósfera a través de las hojas. De este modo, en las áreas con una densa cobertera vegetal, la atmósfera tendrá un gran contenido en vapor de agua que inducirá la formación de nubes y precipitaciones.

El sustrato rocoso: la litosfera

La distribución de los cinturones y condiciones climáticas sobre la superficie terrestre está estrechamente controlada por la geografía. Sin embargo, los continentes, las montañas y cuencas oceánicas no han estado siempre en el mismo sitio, debido al continuo movimiento de las placas tectónicas que componen la corteza terrestre. Este movimiento es muy lento y su influencia en el clima va a ser por tanto a muy largo plazo, pero es un elemento determinante fundamental del sistema climático.

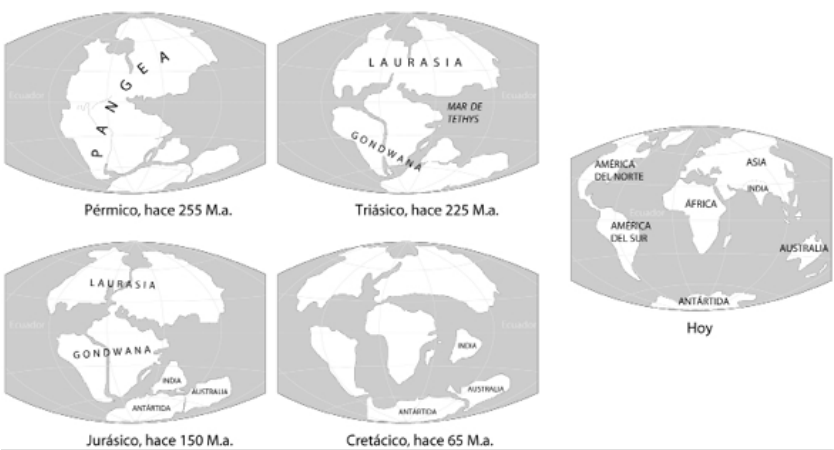
La distribución de continentes y océanos en primer lugar puede afectar a la cantidad total de radiación solar que llega a la Tierra.

Ya hemos visto que los océanos y la superficie terrestre tienen diferente albedo, almacenando los mares mucha más energía procedente del Sol. La posición de los océanos en situaciones más ecuatoriales, donde la intensidad de la radiación es mayor, tenderá, de este modo, a elevar la temperatura media de la Tierra.

Ejemplos de cambios geográficos con profundos efectos en el clima los encontramos por ejemplo en la separación continental que dejó la Antártida en el Polo Sur permitiendo que se desarrollase la corriente circumpolar antártica que ha contribuido a su aislamiento climático como ilustra la figura 12.

Figura 12

Mapas de la Tierra mostrando el desplazamiento de los continentes durante los últimos 225 Ma. La distribución de continentes y océanos fue uno de los principales factores que influyeron en la evolución climática del planeta



Una influencia más directa y rápida de la litosfera sobre las condiciones climáticas de la Tierra está relacionada con su control en la cantidad de gases de efecto invernadero presentes en la atmósfera, sobre todo CO2 y metano. La corteza terrestre

contribuye tanto a retirar como a aumentar el contenido de estos gases a través de varios mecanismos.

Quizás una de las imágenes más evidentes que nos vienen a la cabeza cuando pensamos en la influencia de la litosfera en el clima terrestre es la de un volcán emitiendo grandes cantidades de gases y cenizas. Estos productos, propulsados hasta la estratosfera, permanecen allí como aerosoles. A estos se unen cristales de ácido sulfúrico formados por la reacción del dióxido de azufre (un gas común en las emisiones volcánicas) con el vapor de agua. Estas nubes de aerosoles y cristales reflejan la radiación solar enfriando el planeta. Así, por ejemplo, 1816, el año siguiente al de la erupción del volcán Tambora, en Indonesia, es conocido en los anales climatológicos como el “año sin verano” y la erupción del monte Pinatubo (Filipinas) en 1991 bajó el promedio global de las temperaturas en unos 0,4 grados centígrados.

Sin embargo, los volcanes también pueden influir en el clima en sentido contrario mediante la inyección a la atmósfera de gases de efecto invernadero. Las emisiones volcánicas y la difusión de CO_2 procedente de los procesos de transformación de rocas a profundidades elevadas (metamorfismo) son las principales aportaciones de gases procedentes de la litosfera. Hoy día, las erupciones volcánicas aportan una cifra modesta, similar a la calculada para el metamorfismo. Sin embargo, en determinados periodos de la historia de la Tierra, en los que existía una gran actividad por una separación continental más activa como entre el Jurásico y Cretácico, como se observa en la figura, pudo ser mucho mayor.

La litosfera contribuye también de una forma lenta pero efectiva a retirar CO_2 de la atmósfera a través del proceso de alteración de las rocas al ser expuestas en la superficie terrestre. Estos procesos se describirán con mayor detalle al explicar el ciclo de carbono en el siguiente apartado.

El ciclo del carbono

Como hemos visto anteriormente, las moléculas que incluyen carbono tienen un papel muy activo en los procesos climáticos de la Tierra. Estos compuestos se encuentran repartidos en varios sistemas en la superficie terrestre: la atmósfera, los océanos, la biosfera y los sedimentos y rocas que componen la litosfera. Entre estos almacenes hay un proceso continuo de difusión e intercambio que va a condicionar la evolución climática del globo y que se conoce como ciclo del carbono.

El CO2 y el metano son los componentes del ciclo del carbono que van a tener una influencia más directa sobre el clima a través de su concentración en la atmósfera, ya que son dos de los principales gases de efecto invernadero. Pero dentro de los compuestos de carbono se encuentran también otras sustancias sólidas, como la materia orgánica, incluyendo los restos de esqueletos y caparazones compuestos por carbonato de calcio (CaCO3). Estos últimos compuestos pueden almacenarse entre los sedimentos donde dan lugar a los denominados combustibles fósiles (carbón, petróleo y gas natural) y a las rocas calizas, que forman parte de una reserva natural fuera del sistema más activo del ciclo y que pueden incorporarse a él en periodos muy largos de tiempo, de cientos de miles a millones de años.

De los 42.000 Pg (un Pg o petagramo equivale a mil billones, o sea 10^{15} gramos) de CO2, de los que componen el ciclo activo de carbono únicamente un 2%, es decir, unos 830 Pg se encuentran en la atmósfera. Los aportes de los gases CO2 y metano a la atmósfera desde los otros almacenes de carbono tenderán a aumentar la temperatura a través del efecto invernadero, mientras que los procesos que retiren carbono de la atmósfera en sumideros contribuirán a disminuir la temperatura, ejerciendo un papel de termostato o regulador del clima terrestre. Actualmente el contenido de CO2 de la atmósfera está aumentando en unos 9 Pg cada año debido a la actividad humana, fundamentalmente por la quema de combustibles fósiles y por la deforestación y cambio de usos del suelo. De este modo estamos alterando el equilibrio natural del ciclo, incorporando a él elementos retirados del circuito hace millones de años.

Los océanos tienen 50 veces más CO_2 que la atmósfera, pero este se encuentra repartido en dos almacenes diferentes: las aguas superficiales y las aguas profundas, que, como hemos visto anteriormente, se encuentran separadas por la termoclina, lo que limita las posibilidades de intercambio entre ambas. Las aguas superficiales, agitadas por el viento y las corrientes, intercambian activa y rápidamente CO_2 (en decenas de años) con la atmosfera, con la que se encuentra en equilibrio. Es decir, cuando aumenta la presión parcial de CO_2 en la atmósfera las aguas incorporan CO_2 reduciendo su concentración y viceversa. El contenido estimado de CO_2 en las aguas someras es de 1.020 Pg, casi el doble que la atmósfera. Las aguas profundas son el mayor almacén de carbono, con 38.000 Pg de CO_2, pero su tasa de intercambio con las aguas superficiales es muy lenta, de centenares a miles de años. Otro elemento condicionante muy importante del contenido de CO_2 en los océanos es la temperatura; dado que la solubilidad de este gas es mayor en aguas frías, un aumento de la temperatura de los mares provocará un incremento de CO_2 en la atmósfera. Este fenómeno puede tener un efecto de retroalimentación positiva, de modo que un aumento de la temperatura puede provocar a su vez una mayor desgasificación.

Cuando el CO_2 se disuelve en el agua marina reacciona con ella para formar ácido carbónico (H_2CO_3), según la reacción:

$$CO_2 + H_2O \rightarrow H_2CO_3$$

A su vez, parte de este ácido carbónico puede disociarse en iones hidrógeno ($H+$), iones bicarbonato (HCO_3^-) e iones carbonato (CO_3^{2-}):

$$H_2CO_3 = H+ + HCO_3^- = 2\,H+ + CO_3^{2-}$$

El CO_2 , H_2CO_3, HCO_3^- y CO_3^{2-} constituyen en su conjunto el DIC, el 90% del cual es iones bicarbonato (HCO_3^-) y el 9% son iones carbonato (CO_3^{2-}). La presencia de iones hidrógeno (H^+) libres es lo que va producir la acidez de las aguas del océano, que como vemos aumentará cuanto más CO_2 se disuelva en el agua.

Muchos organismos marinos construyen sus conchas con carbonato cálcico ($CaCO_3$), como por ejemplo los corales y una gran parte de los organismos planctónicos. Para que estos organismos construyan sus conchas necesitan que el agua del océano esté saturada en iones carbonato CO_3^{2-}; sin embargo, la presencia de iones hidrógeno (H^+) libres lo impide ya que se combinan con ellos para producir iones bicarbonato (HCO_3^-). Esta es la causa de que el aumento de CO_2 en los océanos esté dificultando a los organismos marinos construir sus conchas de carbonato, y a la vez incremente la acidez de las aguas oceánicas. La acidificación de los océanos es hoy día un problema latente asociado con el incremento de las concentraciones de CO_2 de origen antropogénico.

El CO_2 puede retirarse de los océanos después de su transformación en materia orgánica o tras su incorporación al carbonato cálcico de las conchas de los seres vivos, acumulándose y enterrándose en los fondos de los océanos como sedimentos, fuera del alcance del ciclo corto. Sin embargo, hay algunos condicionantes en este proceso derivado de la saturación en carbonato en los océanos. Gran parte de la formación de carbonato cálcico en los mares tiene lugar en organismos del plancton que viven en las aguas superficiales, saturadas en carbonato. Cuando mueren, sus caparazones de $CaCO_3$ caen hacia el fondo de los océanos, pero no todos llegan al fondo, ¿por qué? La respuesta está en que las aguas oceánicas profundas están empobrecidas en carbonato y disuelven las conchas en su largo viaje. La profundidad en la que ya no hay carbonato cálcico en el sedimento porque se ha disuelto en el camino se denomina con las siglas CCD (carbonate compensation depth, es decir, profundidad de compensación del carbonato). Esta varía en función de múltiples condiciones, entre ellas la productividad de las aguas oceánicas y su quimismo. La profundidad del CCD en los océanos actuales como el Índico y el Pacífico se encuentra entre 3.500 y 4.500 metros, mientras que en el Atlántico norte se encuentra por debajo de los 5.000 metros. Cuando el carbonato cálcico se disuelve

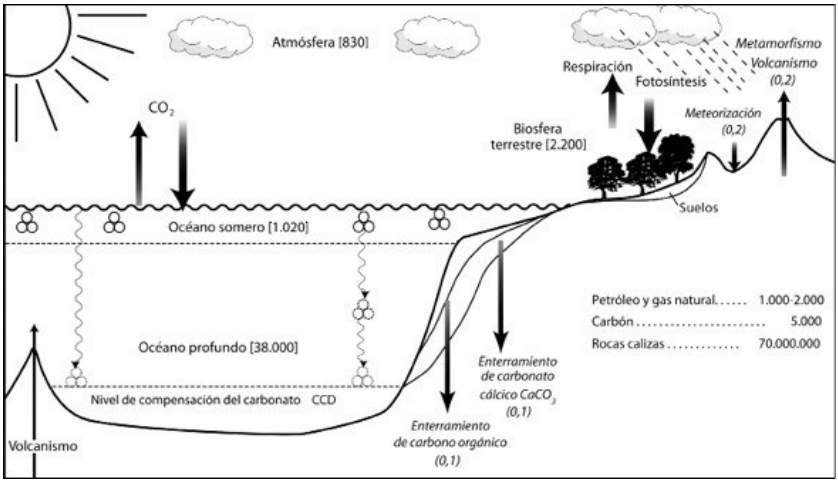
en el agua vuelve a estar disponible para los organismos regresando al ciclo corto del carbono, tal como ocurre con la enorme reserva de carbono representada por el $CaCO_3$ acumulado en las conchas de los organismos y en los sedimentos y rocas en los fondos marinos y áreas continentales donde puede ser disuelto por los ácidos orgánicos.

La biosfera terrestre acumula 2.200 Pg, de las cuales el suelo representa 1.600 Pg y los bosques 600 Pg. Debido a la respiración y la fotosíntesis, la biomasa tiene un intercambio intenso y rápido con el sistema atmosférico. Un aumento de la concentración del CO_2 de la atmósfera favorece el crecimiento vegetal y por tanto el secuestro del CO_2 como materia orgánica, aunque siempre estará limitado por la disponibilidad de nutrientes (fósforo, nitrógeno, etc.) del suelo. De forma opuesta, la materia orgánica muerta puede devolver metano y CO_2 a la atmósfera al descomponerse u oxidarse, pero la biomasa puede también ser retirada del ciclo corto del carbono al quedar enterrada entre los sedimentos para formar los combustibles fósiles, contribuyendo de esta manera al enfriamiento del planeta.

Otro importante almacén de metano y CO_2 es el permafrost, característico de las regiones circumpolares, sobre todo del Ártico. El permafrost es la porción de suelo y rocas alteradas por debajo de la superficie del terreno que se encuentran permanentemente congelados. Según algunos cálculos, estos niveles acumulan hasta 1.700 Pg de carbono. Una subida de la temperatura media de la Tierra puede iniciar el deshielo del permafrost, que liberaría a la atmósfera metano y CO_2 produciendo un efecto de calentamiento.

Figura 13

Esquema del ciclo del carbono en la superficie de la Tierra. Se han representado algunas de las cantidades de intercambios anuales (en cursiva) y volúmenes de reserva citadas en el texto. Cifras en petagramos (Pg)



Las aportaciones de CO2 desde la litosfera hacia la atmósfera son muy modestas (0,2 Pg al año) y se deben a las emisiones de gas de los volcanes y al metamorfismo de algunos minerales que genera CO2. En cambio la litosfera almacena una gran cantidad de compuestos de carbono que se incorporan de forma muy lenta al ciclo del carbono; entre estos encontramos los combustibles fósiles, que no son otra cosa que materia orgánica correspondiente a organismos que vivieron hace millones de años enterrada junto con sedimentos, hoy día transformados en roca (de ahí el apelativo de fósiles). En conjunto, según varias estimaciones, las reservas conocidas de estos combustibles fósiles representan entre 1.000 y 2.000 Pg.

Cuando las rocas se exponen en la superficie de la Tierra sufren un proceso de alteración que las transforma, disgrega y, finalmente, las convierte en suelo. Este proceso, conocido como meteorización, puede constituir también un mecanismo que elimine CO2 de la atmósfera. Numerosos minerales del grupo de los silicatos, muy frecuentes en las rocas, pueden reaccionar con el agua y el CO2 para formar compuestos carbonatados que se acumulan como rocas retirando así CO2 del ciclo rápido del carbono. Este mecanismo se acelera con el aumento de la temperatura y la humedad del aire, por lo que supone un excelente termostato para regular los sistemas de una Tierra recalentada. El proceso es muy activo en las situaciones en las que la temperatura del planeta es elevada y

contribuye de forma lenta pero eficaz, a escala de centenares de miles, a retirar el carbono de la atmósfera y el resto de almacenes del ciclo rápido del carbono. Cuando la temperatura del globo y consecuentemente su contenido en humedad decrece, este mecanismo se ralentiza, impidiendo que la Tierra sufra un enfriamiento excesivo que la empuje a un estado de bola de hielo. En la actualidad se estima que este mecanismo retira de la atmósfera 0,2 Pg de CO_2 al año. Según varios autores, este proceso sería el responsable del enfriamiento que ha sufrido nuestro planeta desde el óptimo climático del Eoceno inferior hace 50 Ma. Unos modelos proponen que la formación del Himalaya y la meseta del Tíbet, como resultado de la colisión de la placa india con la placa euroasiática, expuso grandes cantidades de rocas a la alteración al tiempo que el levantamiento de estas montañas favoreció la circulación de los monzones y las precipitaciones. Estas condiciones provocaron un aumento de la velocidad de meteorización que detrajo gran cantidad del CO_2 de la atmósfera transformándolo en minerales carbonatados que se acumulaban como sedimentos. Estos efectos se complementaron con el aumento de meteorización que supuso el emplazamiento de grandes masas de rocas volcánicas (los basaltos del Deccan en la India y otras áreas de Etiopía) dentro del cinturón climático húmedo tropical debido al desplazamiento de la placa de India en su viaje de colisión hacia Asia, que fueron sometidas de este modo a una intensa alteración que sustrajo grandes cantidades de CO_2 atmosférico.

La bomba de metano

Hemos dejado para el final de este apartado sobre el ciclo del carbono a un tipo de compuestos que han ido adquiriendo un interés creciente en las últimas décadas. Se trata de los denominados hidratos de carbono, que consisten en un material sólido, parecido al hielo, constituido por una serie de moléculas de agua que encierran otras de metano. En muchas ocasiones se ha podido determinar que el metano de estos hidratos proviene de la degradación de materia orgánica por bacterias, teniendo por tanto

un origen biogénico. Los hidratos de carbono solo son estables en condiciones de bajas temperaturas y altas presiones, lo que limita su localización a las plataformas continentales marinas por debajo de los 200 metros de profundidad (o menos en aguas muy frías) y a algunas áreas continentales de las regiones polares. Las estrechas condiciones en las que son estables estos compuestos pueden provocar que un proceso de calentamiento o una disminución de la presión hagan inestable esta estructura liberando a la atmósfera el metano encerrado en la estructura de moléculas de agua. Este proceso tiene un efecto de retroalimentación, ya que el aumento de metano en la atmosfera provoca un calentamiento debido al efecto invernadero, que puede provocar a su vez la liberación de más metano de las depósitos de hidratos, desencadenando una reacción en cadena que puede provocar un rápido calentamiento del planeta. La cantidad de hidratos de metano presentes actualmente en nuestro planeta se estima comprendida entre 500 y 2.000 Pg.

En el siguiente capítulo veremos la herramientas que nos permiten trazar estos intercambios de carbono entre los distintos sistemas, sobre todo aplicables en el pasado para interpretar variaciones climáticas de hace millones de años.

Capítulo 3

¿Cómo sabemos lo que pasó entonces?

Hoy día podemos medir con precisión y suma facilidad todos los parámetros que, según entendemos, caracterizan el clima: temperatura y humedad del aire, volumen de precipitaciones, contenidos de gases de la atmósfera, radiación solar, etc. Todos estos datos nos permiten determinar los diferentes climas, y sus mediciones continuadas en una estación pueden indicarnos las variaciones climáticas. Sin embargo, el registro preciso de estos datos instrumentales es muy reciente y se extiende poco más allá de 250 años, 350 a lo sumo, una minúscula fracción de la incomparablemente larga historia de la Tierra.

Podemos extender nuestro conocimiento de las variaciones ambientales más atrás en el tiempo, revisando los datos que nos proporcionan los textos históricos que constituyen el legado de la humanidad. Sin embargo, las deducciones que podemos inferir de ellos resultan indirectas, no son cuantitativas, y debemos tomarlas con precaución, ya que pueden dar prioridad a hechos extraordinarios, o aun siendo series normalizadas de datos como las fechas de las cosechas, pueden ser registros discontinuos o incompletos.

¿Cómo podemos entonces conseguir información de las condiciones climáticas de la Tierra durante los millones de años que constituyen la mayor parte de su historia? Para adentrarnos más en la historia climática de nuestro planeta necesitamos estudiar y analizar los archivos naturales. En efecto, el registro de los climas pasados se ha conservado naturalmente en múltiples formas en la naturaleza y únicamente debemos aprender a leerlo. Esta es la base de la ciencia denominada paleoclimatología, que investiga los climas del pasado (el término griego paleos significa “viejo” y su adición como prefijo a diversos términos científicos significa “investigación en el pasado”, como paleontología, estudio de los fósiles, seres vivos del pasado). La paleoclimatología se basa en la búsqueda de los archivos naturales, donde han quedado registradas las condiciones climáticas de la historia de nuestro planeta y la interpretación de

esos registros mediante una serie de indicadores indirectos —lo que en la lengua inglesa se resume en el término proxies— que nos permitan deducir con la mayor fiabilidad posible esas condiciones.

Los archivos de los climas pasados están muy cerca de nosotros en todos los ambientes. Quizás uno de los primeros que nos viene a la memoria son los anillos de crecimiento de los árboles, que nos han fascinado desde niños. Estas láminas, de diferentes colores y espesor, reflejan los cambios estacionales de las condiciones ambientales durante su crecimiento y su análisis, registro e interpretación, y constituyen la ciencia de la dendrología. Sin embargo, los datos derivados de su estudio solo pueden extenderse hasta poco más de 10.000 años atrás, a partir de ejemplares vivientes extraordinariamente longevos y, por correlación, con ejemplares de troncos ya muertos pero bien conservados, ya sea en medios naturales o en yacimientos arqueológicos.

Conocer el pasado climático de la Tierra más allá de unos pocos miles de años nos obliga a buscar elementos más duraderos con el paso del tiempo.

Figura 14

Tronco de árbol mostrando los anillos de crecimiento anual que nos dan información sobre pasadas condiciones climáticas

Los últimos dos millones de años

El primer paso atrás que podemos dar en el pasado nos lleva a los dos grandes casquetes polares de nuestro planeta: Groenlandia y la Antártida. En estas dos regiones se están formando acumulaciones de capas de nieve de forma estacional. Como resultado de estos depósitos, los estratos inferiores se ven prensados por el peso de las capas que se

depositan por encima, transformándose gradualmente en hielo glaciar. Este registro es tan preciso que en ocasiones pueden determinarse incluso las láminas depositadas cada año, de forma semejante a los anillos de los árboles. En la Antártida, el grosor de hielo acumulado en algunos puntos es de casi 5.000 metros y ha podido determinarse que el hielo de su base tiene una antigüedad de más de 800.000 años.

En sí la presencia de hielo glaciar ya nos indica unas condiciones climáticas muy determinadas, y de esta forma podemos afirmar que la Antártida ha tenido un clima polar al menos desde hace 800.000 años. Pero este no es el único dato que el hielo nos puede aportar. También incluye en su interior burbujas de aire de atmósferas antiguas atrapadas entre los copos de nieve que se acumularon sobre la superficie del glaciar. En estas cápsulas del tiempo podemos medir la concentración de los gases de efecto invernadero de hace miles de años que, como comprobamos hoy día, muestran una buena correlación con la temperatura media del globo. Además, midiendo las proporciones de los diferentes isótopos de diversos elementos (sobre todo oxígeno e hidrógeno) de las burbujas de aire, y del hielo que las contienen, podremos deducir las temperaturas ambientales, como veremos al final de este capítulo. Estas técnicas se han aplicado en los testigos de hielo recuperados en docenas de sondeos realizados en los casquetes polares y en glaciares de múltiples lugares del planeta, lo que ha permitido reconstruir con precisión la evolución climática de los últimos cientos de miles de años de la historia de la Tierra.

El registro climático antiguo puede conservarse también de forma más duradera. Cuando visitamos una cueva lo que más nos llama la atención, y todo el mundo admira, son las estalactitas y estalagmitas, cuyas formas caprichosas cautivan la imaginación de los espeleólogos, que las bautizan con curiosos nombres. Además de su indudable belleza y singularidad, las estalactitas y estalagmitas, que forman parte de lo que denominamos espeleotemas o depósitos de las cavidades, son un excelente registro de las condiciones climáticas. En cierto modo, son muy parecidas a los troncos de los árboles: si hacemos una sección longitudinal de una estalagmita veremos que está compuesta por muchísimas finas láminas que se recubren progresivamente unas a otras, reflejando de esta forma el

crecimiento del espeleotema. Estas láminas son los depósitos de carbonato cálcico que el agua de lluvia ha disuelto en el suelo y precipitado en el interior de la cueva; cada gota añade su lámina y la estructura crece a lo largo de milenios. Cada uno de estos episodios puede proporcionarnos información sobre las condiciones climáticas durante su depósito; así, la anchura de las láminas puede indicarnos la cantidad de lluvia, mientras que las proporciones de los isótopos de oxígeno del carbonato que la componen nos dan datos de la temperatura del aire y las proporciones del carbono nos indicarán las condiciones de la cubierta vegetal del suelo. Podemos además saber la edad de las láminas midiendo la proporción de los elementos uranio y torio dentro de su serie de desintegración radiactiva. Estos datos nos permitirán hacer estimaciones sobre la velocidad de crecimiento de las estalactitas e identificar ciclos climáticos de variación de las precipitaciones de larga duración.

Sin embargo, el registro de los espeleotemas tiene también un alcance limitado restringido al paisaje que vemos actualmente. Para conocer el clima de las épocas más remotas de nuestro planeta debemos investigar en el registro de antiguos paisajes hoy día desaparecidos para siempre: las rocas sedimentarias.

Las rocas sedimentarias: el archivo del clima del planeta

Ya hemos observado en el primer capítulo que las rocas sedimentarias constituyen un registro de los sucesos acaecidos en la historia de la Tierra, de forma semejante a las páginas de un libro. Dentro de este registro podemos encontrar también párrafos que nos describen las condiciones climáticas de hace millones de años. Para poder descifrar el libro necesitamos un diccionario que encontramos observando el mundo actual: viendo los efectos de hoy día sobre el registro de los sedimentos actuales podemos interpretar los rasgos que observamos conservados en las rocas; es lo que conocemos como principio del actualismo, que empezó a formular James

Hutton a finales del siglo XVIII. En las antiguas capas de sedimentos que actualmente se nos muestran como estratos o capas de rocas, en su distinta composición y naturaleza, y en los materiales que encierran, como los fósiles o restos de organismos que vivieron cuando se formaron, podremos leer las características que tenía nuestro planeta cuando se depositaron.

El registro de los climas antiguos en las rocas está implícito de forma directa en la composición de las rocas sedimentarias. Muchas de las rocas que podemos encontrar en las sucesiones de rocas estratificadas se depositaron en unos ambientes con unas condiciones climáticas particulares. Podemos encontrar estos testimonios tanto en los sedimentos de antiguas áreas continentales como en los depósitos de cuencas marinas, más extensos y abundantes.

Un ejemplo es el carbón, que consiste en materia orgánica vegetal que se acumuló bajo el agua y/u otros sedimentos y se enterró rápidamente evitando su oxidación y destrucción. Los depósitos de carbón representan la prueba de la existencia de grandes y espesos bosques desarrollados en climas necesariamente húmedos, generalmente en áreas templadas. Privada del contacto con el oxígeno del aire y por medio de la acción de bacterias anaerobias, la materia orgánica vegetal sufrió procesos de reducción química, mientras que el enterramiento continuo produjo una reducción del contenido en agua debido al aumento de presión. La materia orgánica fue progresivamente enriqueciendo su contenido en carbono hasta resultar en carbón.

Las condiciones climáticas áridas tienen también un reflejo en los depósitos sedimentarios. Las más habituales y frecuentes en el registro geológico son los depósitos de sales precipitadas del mar o lagos interiores por evaporación, conocidas como rocas evaporíticas. Entre los minerales que constituyen estos depósitos se encuentran distintos tipos de sales, como la sal común o halita, y otras sales magnésicas y potásicas, así como otros minerales solubles en agua, como el yeso (sulfato cálcico, $CaSO4$), del que el alabastro es una variedad noble. Sedimentos como los de la montaña de sal de Cardona, depositados hace 35 Ma, que muestran

capas sucesivas de distintos minerales salinos, sal común, sal potásica… atestiguan la evaporación de un brazo de mar recientemente confinado.

El registro de las condiciones climáticas muy frías es, igualmente, muy evidente. Los glaciares son un eficaz método de erosión del relieve y en sus márgenes vemos hoy día extensas acumulaciones de depósitos arrastrados por las lenguas de hielo denominadas morrenas. Las grandes masas glaciares de decenas a centenares de metros de espesor arrastran los fragmentos de rocas desprendidos de las cabeceras y márgenes de los valles. La fricción de estos bloques arrancados, unos contra otros y con el propio hielo, genera una gran cantidad de detritos, en su mayor parte de grano muy fino: limos y arcillas que incorporan de forma desordenada fragmentos y bloques de todos los tamaños. Estos depósitos, conocidos como till, que resultan muy característicos debido a la mezcla de grandes bloques con arcillas, pueden presentarse intercalados en secuencias de rocas sedimentarias antiguas y su presencia nos habla de la existencia de condiciones glaciares.

Los icebergs que se separan de estas masas de hielo llevan incorporados en su cuerpo fragmentos de rocas que caerán al fondo marino cuando el hielo se funda: estos bloques aislados pueden encontrarse dentro de series de sedimentos que indican un depósito tranquilo en ausencia de corrientes. Estos bloques aislados, denominados con el término anglosajón dropstones (piedras caídas), entre sedimentos finamente laminados son unos fiables indicadores de condiciones glaciares que pueden observarse en series sedimentarias muy antiguas. Estas evidencias junto a los depósitos de till antes mencionados nos han permitido conocer que hace 750 Ma la Tierra sufrió un enfriamiento global muy intenso, en el que casi toda su superficie estuvo cubierta de hielo, episodio que se refleja en el nombre asignado a este periodo geológico: Criogénico.

Las arcillas: los suelos antiguos

Más preciso resulta el reconocimiento de las condiciones ambientales mediante el estudio de los depósitos que podemos observar actualmente y que constituyen el suelo que pisamos. Los suelos pueden conservarse muy bien en el registro sedimentario, intercalados en los sedimentos continentales de los que forman parte. Estos suelos antiguos, o paleosuelos, se encuentran estrechamente sujetos a las condiciones climáticas que les afectan mediante tres principales factores: la precipitación, la temperatura y la estacionalidad; aunque hay una multitud de factores que pueden modificar estas interpretaciones, entre los que el más importante es el grado de drenaje del suelo, ya que en caso de ser pobre, las condiciones climáticas deducibles de su estudio pueden tener un bajo grado de correlación con el clima regional.

Un ejemplo de suelos con un control paleoclimático muy marcado son los suelos lateríticos de las regiones ecuatoriales, que presentan un intenso color rojizo característico. Estos suelos son el resultado de la meteorización durante largo tiempo de rocas ricas en sílice en climas cálidos y húmedos. Las rocas sedimentarias formadas por el enterramiento de una variedad de estos suelos, conocidas como bauxitas, son una importante mena de aluminio. Otro ejemplo está constituido por los suelos determinados por la presencia de horizontes de carbonato cálcico. Estos, denominados caliches o calcretas, son propios de ambientes áridos y semiáridos con precipitaciones de 50 a 600 mm anuales, rango que podemos estrechar más comprobando la existencia de otros minerales o analizando la profundidad sobre la superficie original del suelo en la que se desarrollaron estos horizontes cálcicos, que será menor cuanto más árido fue el ambiente.

La composición mineralógica de los elementos de grano más fino del suelo o arcillas es también una importante fuente de información de antiguas condiciones climáticas. Los diferentes minerales de la arcilla se desarrollan bajo distintas condiciones climáticas y su determinación puede ayudarnos, siempre junto a otros factores, a la interpretación ambiental del pasado. Un ejemplo lo tenemos en el mineral denominado caolinita, que forma parte de las páginas de este libro, pues uno de sus múltiples usos industriales es servir de carga para el papel. La caolinita se forma típicamente

en suelos tropicales y es característica de zonas climáticas cálidas y húmedas. Para su formación se precisan elevadas precipitaciones, un buen drenaje del suelo y una temperatura mínima de 15 ºC.

La aplicabilidad directa de este último método, sin embargo, queda reducida a sucesiones continentales. En series marinas, donde las arcillas están siempre resedimentadas, el método debe ser usado con precaución porque el proceso de erosión de las arcillas desde el suelo, donde se formaron, al mar, donde se depositaron, puede ser muy grande. Durante este viaje, además, las condiciones climáticas pueden haber cambiado y en su transcurso han podido mezclarse arcillas procedentes de suelos de diferentes edades con diferente impronta climática.

Los océanos, archivos de la historia climática del planeta

Las rocas sedimentarias que observamos hoy en nuestras montañas se formaron en su gran mayoría en antiguas cuencas marinas. Esto es así no solo porque las dimensiones de estas cuencas receptoras de sedimentos son muchísimo mayores que las continentales, sino porque además la capacidad de preservación de los depósitos es mucho mayor, ya que se encuentran a salvo de la erosión y la denudación que arrasa las áreas continentales.

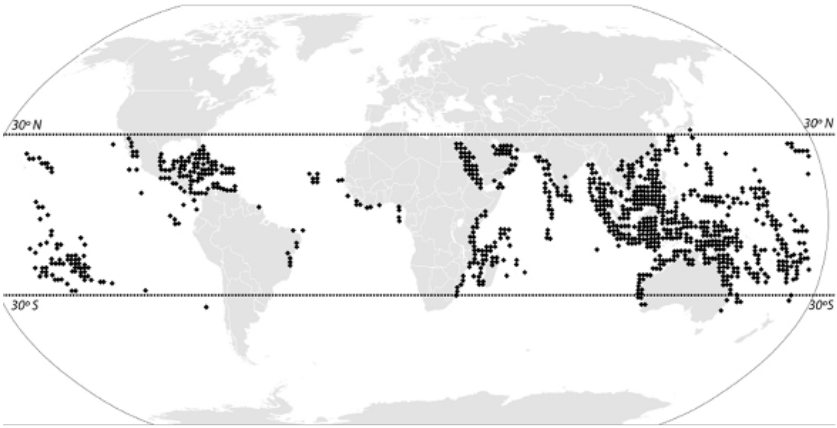
Debemos, pues, prestar una especial atención a este tipo de depósitos si queremos conocer las condiciones del pasado. Dentro de los sedimentos marinos, sin duda los más ampliamente representados y característicos son los depósitos de las rocas calcáreas, compuestas fundamentalmente por carbonato cálcico y conocidas abreviadamente como calizas (en algunos casos pueden contener también carbonato magnésico, denominándose entonces dolomías). Las rocas calcáreas marinas son, de forma mayoritaria, el resultado de la actividad biológica de organismos que constituyen sus caparazones o esqueletos internos con carbonato cálcico.

Los depósitos de sedimentos compuestos de carbonato cálcico en los mares actuales están localizados en las áreas tropicales, siendo volumétricamente mucho menores en las áreas templadas. Esto se debe en gran parte a que las temperaturas elevadas del agua favorecen la precipitación orgánica de carbonato. Lo entenderemos mejor si precisamos que uno de los organismos productores principales de sedimento carbonatado son los corales. Los arrecifes de coral actuales se encuentran comprendidos entre los 30º N y los 30º de latitud sur. La temperatura óptima del agua marina para su desarrollo es de 26 a 27 ºC y el límite inferior son 18 ºC de temperatura anual media del agua. La luz solar es uno de sus principales factores limitantes, debido a la asociación de los corales con algas fotosintéticas, por lo que los arrecifes se desarrollan en profundidades menores de 45 metros. Otros condicionantes igualmente importantes para el desarrollo de los arrecifes, aunque de menor valor para la interpretación paleoclimática, son que las aguas estén fuertemente oxigenadas y presenten contenidos bajos en nutrientes que eviten la competencia de otros organismos. La producción de carbonatos en aguas poco profundas del medio marino también se extiende en las zonas templadas, pero sus características y organismos constituyentes difieren mucho de aquellas.

Al contrario de lo que sucede con la distribución de los arrecifes de coral, la presencia de sedimentos detríticos es un indicativo de la presencia de precipitaciones. Los sedimentos denominados detríticos, conglomerados, areniscas y arcillas se forman por la erosión, disgregación y transporte mecánico de materiales arrancados de otras rocas o sedimentos. El medio de transporte más habitual es el agua, aunque también lo puede ser el viento, como en el caso de las dunas que observamos en nuestras costas. La formación de gruesas acumulaciones de sedimentos detríticos, sobre todo si estos son de los tamaños de grano más gruesos (conglomerados y gravas), exige necesariamente la existencia de precipitaciones, aunque el régimen que presenten es más difícilmente deducible del registro geológico.

Figura 15

Distribución de los arrecifes de coral actuales. Como se puede comprobar, la mayor parte se encuentra comprendida entre los 30º de latitud norte y sur



No son los arrecifes de coral los únicos depósitos de sedimentos calcáreos que encontramos en las cuencas marinas, también las cuencas profundas abisales registran sedimentos carbonatados. El plancton de las áreas tropicales incluye una gran cantidad de organismos unicelulares, muchos de los cuales presentan una concha calcárea. Tras la muerte del organismo, estos caparazones se precipitan hacia el fondo del mar en donde se acumulan. En áreas de mares pelágicos de gran profundidad, muy alejados de las costas de los continentes, el mar recibe una muy escasa contribución de sedimentos detríticos de los continentes y la mayor parte de los depósitos que se acumulan en el fondo del mar proceden de la decantación de estos pequeños organismos sobre el fondo marino. Estas calizas, denominadas pelágicas, constituyen actualmente una gran parte de los fondos oceánicos de las áreas tropicales. En el registro geológico se presentan como rocas de grano muy fino y perfectamente estratificadas en capas, que constituyen el reflejo del cambio de las condiciones ambientales. En muchos casos estas son debidas a variaciones climáticas producidas por los ciclos orbitales anteriormente descritos, que afectan a la productividad orgánica en las aguas superficiales.

Los fósiles, auténticos testigos del clima

Una de las primeras evidencias que podemos encontrar sobre las condiciones ambientales del pasado de nuestro planeta son los restos fósiles. Estos son uno de los principales indicadores que nos van a permitir reconstruir la historia climática de la Tierra. Esto es posible mediante la comparación de las condiciones climáticas, en las que observamos desarrollarse a los organismos actuales, con las de los fósiles con los que se encuentran evolutivamente emparentados. En el caso de los organismos sin representantes actuales, el cotejo de los rasgos morfológicos adaptativos a las condiciones ambientales de organismos ya extintos con los de los contemporáneos nos proporciona también muchas pistas sobre sus condiciones de vida. Por ejemplo, las plantas adaptadas a condiciones áridas presentan adaptaciones muy similares, desarrollando tallos y hojas gruesas y carnosas para almacenar agua.

Usualmente la mayoría de los organismos vivos están adaptados a unas condiciones climáticas bastante concretas y se localizan en áreas determinadas de la superficie terrestre. Naturalmente, hay también excepciones, como nosotros mismos. Somos la especie más ubicua del globo, aunque en nuestro caso trabajamos con trampa, usando medios artificiales de los que carecen los organismos para adaptarse.

Los vegetales son, probablemente, el grupo de organismos que más estrechamente se encuentran relacionados con las condiciones climáticas. Para comprobarlo nos basta con hacer un viaje desde las costas del Cantábrico hacia el interior de la península. En este recorrido observaremos un cambio continuo en la vegetación, desde bosques de robles y hayas en la vertiente cantábrica, a bosques de pinos y páramos de escasa vegetación en las áreas centrales de la meseta, de clima continental. Los fósiles de vegetales van a constituir, pues, un valioso dato que nos hablará de las condiciones cambiantes a lo largo de la historia de la Tierra.

Aunque muy interesante desde el punto de vista paleoclimático, la preservación fósil de los vegetales es muy difícil, ya que carecen de partes mineralizadas y la materia orgánica que los componen es fácilmente degradable. Además, los ambientes en que viven normalmente están sujetos a una intensa erosión, lo que dificulta su enterramiento y preservación. Sin embargo, hay un tipo de restos vegetales que puede preservarse con facilidad en gran cantidad de ambientes: se trata del polen y las esporas que forman parte del conjunto denominado palinomorfos. Estos restos microscópicos se encuentran en gran cantidad en una gran variedad de ambientes sedimentarios y se conservan con mayor facilidad que el resto del vegetal debido a su composición usualmente quitinosa, acumulándose en los sedimentos de los suelos, ríos o lagos adonde son arrastrados. La identificación de estos restos con las especies de las que proceden constituye una herramienta muy útil para las interpretaciones paleoambientales y paleoclimáticas.

No solamente la identificación de las diferentes especies vegetales nos puede proporcionar información sobre las condiciones climáticas, sino que, además, las estrategias de adaptación que podemos observar en un ejemplar, o incluso la huella de la acción de los predadores sobre sus restos, también pueden informarnos sobre variaciones en las condiciones ambientales.

Los vegetales no son los únicos fósiles que podemos encontrar usualmente en los sedimentos correspondientes a antiguas cuencas continentales; en realidad son los más escasos. Más abundantes, aunque más difíciles de interpretar, son los restos de vertebrados, entre los que la estrella mediática son los dinosaurios. La información que estos fósiles nos pueden proporcionar está más ligada al análisis de poblaciones enteras y a las variaciones que estas han podido sufrir, debido a migraciones causadas por cambios ambientales, que a la observación de rasgos específicos en organismos concretos.

Sin embargo, de nuevo, debemos prestar más atención a los fósiles contenidos en las series marinas, ya que su capacidad de conservación es muchísimo mayor que la de los fósiles continentales, debido a la facilidad con que puede producirse su enterramiento. Por otro lado, el registro contenido en los

sedimentos oceánicos es considerablemente más amplio que el de los medios continentales.

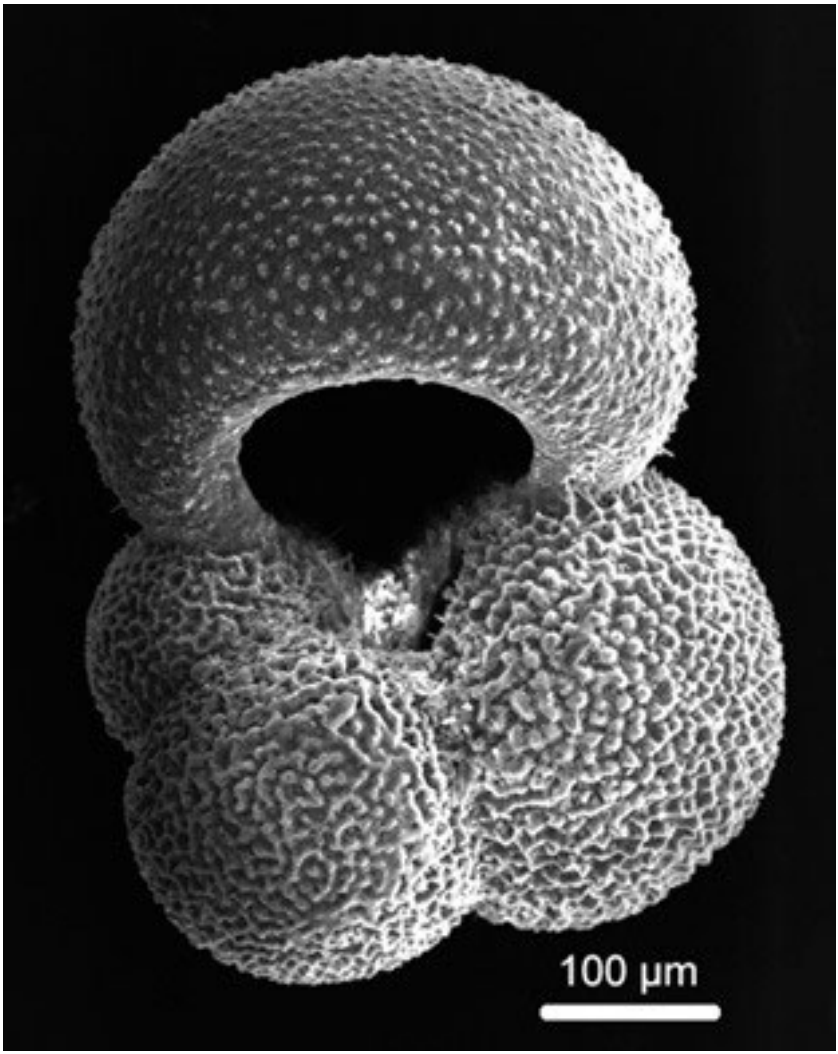
La distribución biogeográfica de los organismos marinos, al igual que la de las especies terrestres, está en muchos casos estrechamente asociada a las condiciones climáticas. Ya hemos mencionado anteriormente el ejemplo de los corales y su estrecha relación con las aguas tropicales. Pero la temperatura no es el único condicionante de su desarrollo. Los corales hermatípicos (corales con esqueleto calcáreo) necesitan aguas oxigenadas y abundante luz solar, pues incluyen algas fotosintéticas del grupo de las zooxantelas como simbiontes, lo que les hace muy autosuficientes respecto a los recursos tróficos. Los corales son así capaces de colonizar ambientes muy pobres en nutrientes, como islas aisladas en el océano o costas muy áridas, en los que otros organismos no pueden desarrollarse. La presencia de corrientes fluviales que arrastran minerales y materia orgánica desde el interior de los continentes favorece el desarrollo de algas que inhiben el crecimiento de los corales.

Entre los fósiles marinos los más útiles y ubicuos son aquellos organismos microscópicos que forman parte del plancton, es decir, aquellos que se encuentran en la superficie de los océanos, hasta 200 metros de profundidad. Existe una gran variedad de organismos planctónicos, pero los que nos interesan son aquellos que pueden dejar algún resto fósil que sea testigo de su existencia. Normalmente, estos fósiles van a consistir en caparazones o conchas compuestos de carbonato cálcico, entre los que encontramos como grupos principales los cocolitofóridos y los foraminíferos. Existen también organismos con conchas silíceas compuestas de SiO_2 (óxido de silicio, misma composición que el mineral denominado cuarzo) como las algas diatomeas y los radiolarios. Otro gran grupo es el de los palinomorfos, que ya hemos presentado al hablar del medio continental, y de los que en el medio marino destacan los dinoflagelados. El estudio de todos estos organismos fósiles se desarrolló mucho con la exploración petrolífera, ya que pueden recuperarse centenares de ejemplares de una pequeña muestra y la identificación de las diferentes especies nos puede precisar la edad de la roca en que se encuentran y las características del medio en que se depositaron los sedimentos originales, aspectos fundamentales para los estudios geológicos.

Los organismos del plancton se pueden dividir también en dos grandes grupos según su forma de alimentación: organismos autótrofos, que generan su propia materia orgánica, generalmente mediante la fotosíntesis, como los cocolitofóridos, las diatomeas y los dinoflagelados; y organismos heterótrofos, aquellos que obtienen sus elementos alimenticios y estructurales de otros, entre los que el grupo más representativo es el de los foraminíferos.

Figura 16

Concha calcárea de un foraminífero planctónico (‘Globigerina bulloides’). La escala está en micras (µm)

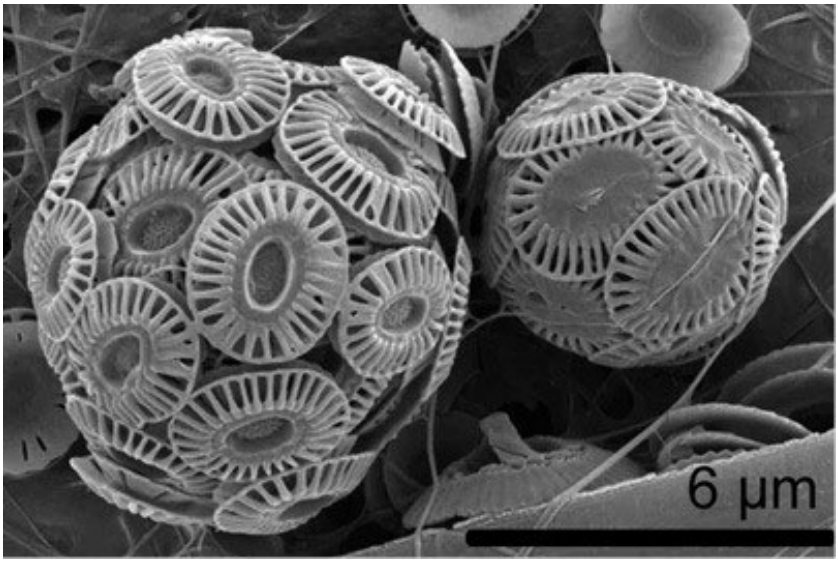


Los foraminíferos son organismos unicelulares exclusivamente marinos, especialmente útiles para los estudios biogeográficos, ya que presentan una gran diversidad, encontrándose adaptados a numerosos ambientes. Se encuentran en dos grandes hábitats: bentónicos o habitantes de los fondos marinos, que son los que mayores datos nos aportarán sobre el medio ambiente concreto, y planctónicos, que nos indicarán las condiciones de las aguas superficiales.

La principal utilidad paleoclimática de los foraminíferos es su distribución biogeográfica. Una gran cantidad de especies muestran un control climático muy acusado y son buenos indicadores de la temperatura de las aguas oceánicas. Por ejemplo, el foraminífero planctónico Neogloboquadrina pachyderma es un indicador de las aguas polares. Curiosamente, la morfología de esta especie varía con la temperatura del océano: en las aguas polares con temperaturas inferiores a 8 ºC, el 90% de los especímenes presentan un enrollamiento de su concha hacia la izquierda, mientras que los enrollados a la derecha predominan en aguas más templadas. Estas diferencias morfológicas se dan también en muchas otras especies y en ocasiones son igualmente aplicables a ejemplares fósiles. Por ejemplo, muchos foraminíferos planctónicos del Cretácico presentan formas muy ornamentadas, con costillas o doble quilla que son adaptaciones que se dan en ambientes tropicales para mejorar su flotabilidad en las aguas cálidas menos viscosas.

Figura 17

Imagen de unos cocolitofóridos de la especie ‘Emiliania huxleyi’. Pueden observarse las placas calcáreas o cocolitos, de forma ovalada, apiñadas formando una esfera. Son organismos extremadamente pequeños. La escala está en micras



Los cocolitofóridos son otros organismos muy interesantes para los estudios paleoclimáticos. Los restos fósiles de estos organismos fotosintéticos son unos minúsculos discos de carbonato cálcico denominados cocolitos que se agrupan formando una esfera. Pueden ser tan abundantes en los sedimentos que son capaces de constituir rocas como la creta o roca calcárea porosa, que forma los característicos acantilados blancos de la costa de Dover al sur de Inglaterra, de edad Cretácico superior. Su uso como indicadores paleoclimáticos se basa en análisis de distribución biogeográfica. Ha podido demostrarse que determinados tipos de cocolitofóridos son más abundantes y presentan una mayor diversidad en áreas de altas temperaturas. Estos organismos están ausentes en las aguas polares en latitudes mayores de 70º.

Los isótopos, un termómetro para la Tierra

Ya hemos avanzado que la interpretación de los climas antiguos debe basarse necesariamente en indicadores

indirectos o proxies. Entre estos, aquellos más interesantes, que nos van a permitir obtener unos datos cuantitativos con los que podremos comparar directamente nuestros datos actuales con los del registro geológico, son los isótopos de oxígeno y carbono que forman parte de los compuestos carbonatados que componen los sedimentos o los fósiles que encierran.

Los isótopos son distintas formas de un mismo elemento químico que difieren en el número de neutrones de su núcleo. Debido a que la masa del átomo corresponde casi exclusivamente al número de protones y neutrones, los diferentes isótopos tendrán distinta masa y, por tanto, diferente comportamiento físico.

Un isótopo se denomina inestable si la combinación de protones y neutrones en su núcleo lo es, y provoca que el elemento se desintegre transformándose en otro u otros. Este es el caso del famoso isótopo carbono 14 (expresado como ^{14}C, donde 14 es el denominado número másico, es decir, la suma de protones y neutrones). El ^{14}C se descompone en nitrógeno 14 (^{14}N) con una vida media de 5.730 años, lo que significa que al cabo de ese periodo la mitad de los átomos de ^{14}C original se habrán transformado en ^{14}N. Este es el fundamento de la técnica de datación de ^{14}C que, en esencia, es similar a la que se usa con isótopos inestables de vida media muchísimo mayor (uranio, rubidio, potasio) para la datación de las rocas.

Sin embargo, para la investigación paleoclimática nos interesan los isótopos estables, es decir, los que se mantienen en la misma proporción a lo largo del tiempo, ya que no se desintegran. Tomemos como ejemplo el oxígeno, el segundo elemento más abundante en la Tierra, presente además en moléculas importantes para la investigación climática como el agua, H2O, la materia orgánica y el carbonato cálcico, CaCO3. Los dos principales isótopos estables de oxígeno presentes en la naturaleza son ^{18}O, en una proporción del 99,759% y ^{16}O con un 0,204%. Debido a su mayor número de neutrones en el núcleo, los átomos de ^{18}O son más pesados que los de ^{16}O y esta circunstancia va a influir en su comportamiento en los sistemas físicos. Para mayor comodidad, la relación entre las proporciones de los dos isótopos se expresa

mediante un índice: $\delta^{18}O$ expresado en ‰ que se obtiene mediante la siguiente fórmula:

$$\delta^{18}O\ ‰ = \frac{(^{18}O/^{16}O)\ \text{muestra} - (^{18}O/^{16}O)\ \text{estándar}}{(^{18}O/^{16}O)\ \text{estándar}} \times 1.000$$

Esta ecuación expresa la relación ($^{18}O/^{16}O$) de la muestra comparada con la de un patrón estándar, que es diferente en función del compuesto del que provenga el oxígeno que estamos analizando, agua o carbonato cálcico. El valor obtenido será positivo si la proporción ($^{18}O/^{16}O$) es mayor que la del estándar, lo que significa que la muestra está enriquecida en el isótopo pesado ^{18}O, y negativo si está empobrecida en ^{18}O.

El uso de los isótopos estables como herramienta paleoclimática se debe al trabajo pionero de Harold C. Urey. La biografía de este investigador es arrolladora. Tras recibir el Premio Nobel de Química en 1934 por el descubrimiento del deuterio, trabajó en el proyecto Manhattan desarrollando las técnicas de separación del isótopo uranio 235 para su uso en la fisión nuclear. En los años cincuenta, se interesó por el origen de la vida en la Tierra, diseñando junto con su alumno Stanley L. Miller el famoso experimento Miller-Urey, en el que se obtuvieron aminoácidos —los elementos básicos de las proteínas— a partir de elementos inorgánicos en condiciones similares a las de la atmósfera de la tierra primitiva. Este interés por la vida antigua en la Tierra, no en vano se había graduado originalmente en zoología, le llevó a usar la técnica de isótopos estables para su estudio. Examinando la composición isotópica de conchas fósiles, Urey descubrió que la distribución de los distintos isótopos de oxígeno en el carbonato cálcico ($CaCO3$) precipitado a partir del agua del mar estaba controlada por la temperatura, tanto en los procesos de precipitación inorgánica como en los mecanismos de formación de las conchas calcáreas de los organismos vivos. Cuanto más baja era la temperatura, mayor proporción de oxigeno

pesado ^{18}O se incorporaba en las moléculas de carbonato. Este proceso de incorporación selectiva de un determinado isótopo respecto a otro, fenómeno conocido como fraccionamiento, abría así la puerta a la determinación de las temperaturas de los océanos antiguos.

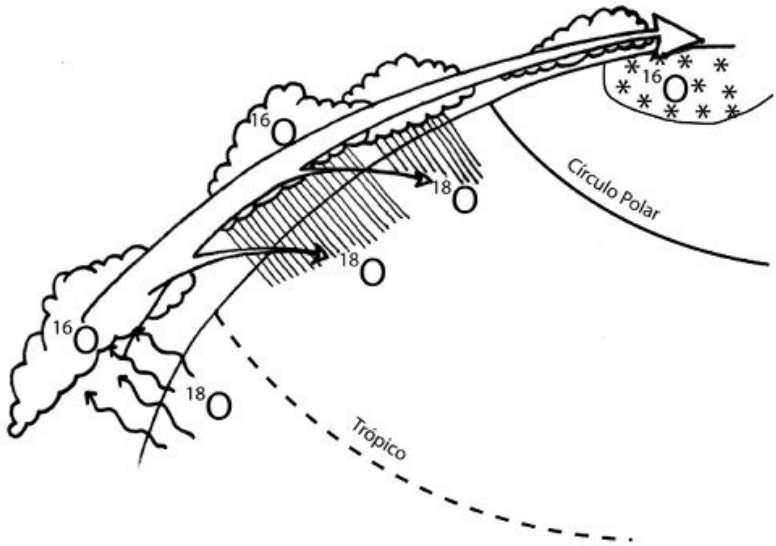
El método empírico desarrollado por Urey necesitaba de dos asunciones para ser utilizable: asumir que la precipitación de carbonato en la concha del organismo fósil tiene lugar en equilibrio con la composición isotópica del agua del mar y conocer la distribución original de los isótopos en esta última. Urey esperaba ir descubriendo una solución a estos problemas con la aplicación de la técnica a sedimentos antiguos y enseguida encontró una persona dispuesta a ello. Su discípulo, el geólogo Cesare Emiliani, aplicó el análisis de isótopos estables de O al estudio de los caparazones de foraminíferos planctónicos procedentes de sondeos del fondo del mar, que abarcaban un registro de varios cientos de miles de años. Para deducir correctamente las paleotemperaturas, Emiliani estudió la forma en la que la composición del agua del mar podía haber variado en el pasado. Partió de un principio básico ya conocido, el fraccionamiento de los isótopos de oxígeno del agua durante la evaporación. Las moléculas de agua con átomos de ^{18}O, al ser más pesadas que las que incluyen ^{16}O, necesitan más energía para su evaporación. En consecuencia, el agua que se evapora del mar para formar las nubes está enriquecida en ^{16}O respecto a la media normal y por tanto la precipitación de las nubes en forma de agua o nieve presenta también un enriquecimiento en el isótopo ligero ^{16}O respecto al agua del mar de donde proviene. Además, el vapor de agua en la atmósfera aumenta progresivamente su proporción de ^{16}O en su viaje desde las zonas ecuatoriales hasta los polos, ya que las moléculas de agua con ^{18}O, debido a su mayor peso, tienen una tendencia mayor a precipitarse. De este modo, la nieve que se precipita en el interior de la Antártida puede llegar a tener un 5% menos de ^{18}O que el agua del océano en el ecuador. Este efecto tiene un papel fundamental en las variaciones del contenido isotópico de los océanos, ya que en las épocas frías de la Tierra la precipitación en forma de nieve, enriquecida en ^{16}O, será mayor y se acumulará como hielo en los casquetes polares, de forma que el conjunto de las aguas marinas mostrará un aumento de la proporción del oxígeno pesado ^{18}O y por tanto el índice $\delta^{18}O$ tendrá

un valor positivo. Por el contrario, en las épocas cálidas la proporción de ^{18}O del agua marina será menor y el valor $\delta^{18}O$ tenderá a ser negativo.

Resultaba evidente que la composición isotópica del agua marina no era constante y dependía de la cantidad de hielo acumulado en los polos. Consecuentemente, Emiliani se aplicó a la tarea de discriminar, en sus mediciones isotópicas, el factor de la variación de la temperatura del agua marina y de los cambios inducidos por el volumen de hielo global en el planeta. Para ello, recurrió a estimaciones del volumen actual del hielo y a la comparación del contenido isotópico entre diversas especies de foraminíferos planctónicos de distintas latitudes. Tras estas correcciones, en 1955 publicó sus curvas, que causaron gran impacto, pues mostraban varios ciclos glaciares-interglaciares durante los últimos 300.000 años.

Figura 18

Esquema que ilustra el mecanismo de fraccionamiento de los isótopos de oxígeno por los ciclos de evaporación y precipitación. El ^{16}O es más frecuente en el vapor de agua y viaja durante más tiempo en las nubes, acumulándose en los casquetes polares



Sin embargo, los datos paleoclimáticos de Emiliani no coincidían con las estimaciones cualitativas de las condiciones ambientales aportadas por otros investigadores. Estos basaban sus interpretaciones climáticas en la distribución biogeográfica de especies de foraminíferos fósiles de características similares a especies actuales de hábitats bien conocidos. Para intentar resolver esta discrepancia, un micropaleontólogo, Nick Shackleton, pariente lejano del famoso explorador polar, tuvo la idea de comparar los datos de Emiliani, que habían sido recogidos sobre organismos que vivían en la superficie del mar, con análisis isotópicos de foraminíferos bentónicos, o sea, habitantes del fondo contemporáneos. Estos nuevos datos darían indicaciones sobre la temperatura del fondo del mar, que era mucho más estable. Shackleton comprobó que sus datos mostraban las mismas fluctuaciones que las del investigador italiano, lo que apoyaba la idea de que respondían en mayor medida a variaciones del volumen de hielo global que a la temperatura del agua. Pese a sus esfuerzos, Emiliani había subestimado el efecto de los casquetes polares en el fraccionamiento isotópico, de forma que lo que representaban sus curvas eran las variaciones en la cantidad de hielo que se acumulaba en los polos y no exactamente la temperatura del agua del mar en la que vivía el fósil.

Esta controversia abrió una gran línea de investigación orientada al análisis del contenido isotópico de un gran número de especies fósiles marinas de las latitudes y hábitats más diversos. Los resultados combinados de estas investigaciones han permitido calibrar de forma bastante precisa la curva de paleotemperaturas de los océanos durante los últimos 200 Ma. En los últimos años se han sumado a estas nuevas técnicas analíticas de fenómenos dependientes de la temperatura. Entre ellas, modernamente se emplean las relaciones de calcio y magnesio en el carbonato cálcico de las conchas de los organismos y la diferente composición y estructura de diversos compuestos orgánicos, como las alquenonas y los lípidos de las membranas de arqueobacterias pelágicas (TEX86), que se conservan como parte de la materia orgánica de los sedimentos.

El desarrollo de estas técnicas de análisis isotópicos es una buena muestra de metodología del trabajo científico. Las sucesivas investigaciones se apoyan sobre la crítica de los anteriores descubrimientos, poniendo de manifiesto las simplificaciones realizadas por otros investigadores y los problemas que generan. Estos pasos sucesivos de ensayo y error son imprescindibles para el desarrollo de la ciencia.

Los isótopos de carbono, la huella del calentamiento

La técnica de los isótopos estables es también aplicable al caso del carbono. Los átomos de carbono se encuentran mayoritariamente en forma de dos isótopos estables: ^{12}C (que constituye el 99% de los átomos en la naturaleza) y ^{13}C presente en un 1% (el famoso isótopo ^{14}C es inestable y de ahí deriva su utilidad como método de datación). El índice de abundancia de ambos isótopos, al igual que para el oxígeno, se calcula mediante la fórmula:

$$\delta^{18}C\ (‰) = \frac{(^{13}C/^{12}C)\ \text{muestra} - (^{13}C/^{12}C)\ \text{estándar}}{(^{13}C/^{12}C)\ \text{estándar}} \times 1.000$$

Expresa la desviación de la concentración isotópica de $\delta^{13}C$ respecto a una muestra estándar. De este modo, un valor positivo del índice $\delta^{13}C$ indica que la muestra es rica en el isótopo pesado ^{13}C, mientras que si es negativa indica un enriquecimiento en ^{12}C.

Al contrario que los del oxígeno, los isótopos de carbono no muestran un fraccionamiento o absorción preferencial significativa en su incorporación a los organismos en función de la temperatura y por tanto no nos sirven como paleotermómetros. Sin embargo, el proceso de fotosíntesis sí tiene un fuerte efecto de acumulación selectiva de ^{12}C (el isótopo más ligero) en la materia orgánica. La materia orgánica vegetal está, pues, fuertemente enriquecida en ^{12}C y de esta manera tiene unos valores muy negativos del índice $\delta^{13}C$. No todas las plantas tienen el mismo mecanismo fotosintético, distinguiéndose dos tipos principales: C3 y C4. Las plantas que usan el mecanismo C3 son las más comunes, representando un 95% de la biomasa vegetal actual y las que mayor grado de fraccionamiento tienen respecto a los isótopos de carbono, mostrando valores medios de $\delta^{13}C$ del -26‰, frente la media de -8‰ $\delta^{13}C$ de la atmósfera. La materia orgánica de los organismos planctónicos marinos también presenta valores bajos de $\delta^{13}C$, con un -21‰ de media.

Este fraccionamiento determina que las grandes acumulaciones de materia orgánica en los sedimentos, como lo son los combustibles fósiles, carbón, petróleo y gas natural o metano, tengan unos valores de $\delta^{13}C$ muy negativos alcanzando hasta el -60‰ en este último. Como ejemplo de este fenómeno, el actual proceso de quema masiva de estos combustibles ha producido un aumento de la proporción de CO2 rico en carbono ligero en la atmósfera, manifestado como un descenso del valor de $\delta^{13}C$ desde el -6,5‰, antes de la revolución industrial, a una cifra cercana al -8‰ en la actualidad.

El estudio de sus isótopos nos proporciona de esta manera información sobre el ciclo del carbono, cuyas fluctuaciones hoy día reconocemos como una de las principales causas de las variaciones climáticas.

Como hemos visto en el capítulo anterior, una gran parte del carbono de los océanos pasa a formar parte de los sedimentos y rocas como componente de las conchas y caparazones de numerosos organismos marinos, que tienen el carbonato cálcico $CaCO3$ como principal componente. Es en estos restos donde quedará impresa la señal isotópica del carbono del pasado de la Tierra, pero la interpretación de esta señal es algo confusa. El carbonato que se precipita en el mar lo hace a partir del DIC en el agua marina, que tiene unos valores de $\delta^{13}C$ próximos al O‰. Sin embargo, la actividad fotosintética de la superficie puede hacer que la materia orgánica que constituye el plancton desprovea el agua de ^{12}C, lo que enriquecería el carbono disuelto en el mar en ^{13}C y, consecuentemente, también el que constituye las conchas de los organismos. Sin embargo, este es un fenómeno restringido a las aguas superficiales. En las aguas profundas, la materia orgánica que proviene de la superficie con valores muy negativos de $\delta^{13}C$ se oxida y hace que el valor del DIC tenga allí valores negativos que se imprimen en las conchas de los organismos bentónicos, habitantes del fondo. Este fenómeno da lugar a que en épocas donde los océanos bullen de vida y son muy productivos exista un gran gradiente isotópico desde el fondo del océano hasta la superficie. Estas condiciones se dan en las épocas glaciares en la que un mayor aporte de nutrientes llega a las áreas productivas ecuatoriales de los océanos. En estos momentos también hay una mayor absorción de $CO2$ por el océano debido a la mayor actividad biológica.

Como conclusión, la señal isotópica del carbono que podamos reconocer en los sedimentos marinos se encontrará influenciada por tres factores:

Los valores de $\delta^{13}C$ del carbonato disuelto en las aguas marinas (DIC).

La productividad orgánica local de los océanos.

El patrón general de circulación oceánica de las aguas profundas, que va a determinar la mezcla de relaciones isotópicas de masas de agua procedentes de sectores diferentes.

Analizando el registro sedimentario podremos distinguir entre los tres factores. Así, si existen diferencias en el valor total de los océanos, estas se reflejarán tanto en los organismos planctónicos como en los bentónicos. Los cambios en la productividad oceánica afectarán al gradiente isotópico entre las aguas superficiales y las profundas, y los cambios en la circulación oceánica pueden determinarse comparando el registro contemporáneo de las aguas abisales de diferentes partes de los océanos.

Más sencilla resulta la obtención de datos sobre el carbono de la atmósfera del pasado de nuestro planeta. El registro de las relaciones isotópicas del carbono de este medio se encuentra conservado en los depósitos de los suelos antiguos. Como veíamos antes en este capítulo, en los suelos de regiones áridas o semiáridas es frecuente la presencia de un horizonte de concentración de carbonato cálcico. La relación isotópica de C que podemos medir en estos nódulos carbonatados refleja de forma bastante fidedigna los cambios isotópicos del CO2 de la atmósfera contemporánea y nos permite por tanto discriminar las aportaciones de los diferentes almacenes de CO2 de las diversas fuentes, biosfera, océanos y depósitos antiguos, al sistema atmosférico.

Capítulo 4

El gran calentamiento

Un incómodo análogo

Devastadoras inundaciones, tempestades, lluvias torrenciales, deslizamientos de tierras, aumento de la temperatura de la atmósfera y de los mares. Acidificación de los océanos, subida del nivel del mar, ecosistemas marinos modificados, corales afectados, grandes y rápidas migraciones de faunas. ¿Le suena? Puede que con esta descripción esté pensando en que estamos describiendo al fenómeno de calentamiento global actual del que oímos noticias en los medios de comunicación parecidas a estas con gran frecuencia. Pero no es así, nos estamos refiriendo a un suceso que afectó a la Tierra hace 56 Ma y cuyo registro podemos leer en las rocas que hoy encontramos desde las cimas de los Pirineos hasta el fondo de los océanos y que entonces eran sedimentos.

En los capítulos anteriores hemos conocido los mecanismos que gobiernan el clima y las claves que nos hablan de los climas del pasado de nuestro planeta: con ello ya tenemos los datos necesarios para sumergirnos en esta historia apasionante.

Historia de un descubrimiento

Enero de 1987, en un promontorio submarino frente a las costas de la Tierra de la Reina Maud en la Antártida, un barco oceanográfico del programa internacional de perforaciones oceánicas (ocean drilling program, ODP) perfora un sondeo en los sedimentos del fondo del mar a más de 2.000 metros de profundidad. Se trata de uno más de los centenares de sondeos que realiza este programa en todos los mares del mundo, pero encerrada en ese testigo de roca enterrada en el fondo del mar estaba la información que iba

permitir desvelar un misterio que hacía años que preocupaba a investigadores en partes muy diversas del planeta. Recogido como uno más, el sondeo 690B no desveló sus secretos hasta unos años después, cuando fue intensamente analizado, como el resto de muestras recogidas. Un primer vistazo a su aspecto detectó un tramo especial donde el color típico blanquecino de los sedimentos adyacentes, que se debe a la elevada proporción de conchas calcáreas de foraminíferos, daba paso a un color rojizo, indicando una mayor proporción de contenido arcilloso. El estudio de los microfósiles para determinar la edad en que se depositó indicaba que esta muestra correspondía a la transición entre los periodos geológicos Paleoceno y Eoceno, pero este análisis también mostró que los microfósiles eran escasos y que sus conchas de carbonato cálcico estaban parcialmente disueltas. Sin embargo, la sorpresa mayor estaba en el contenido de los isótopos estables de oxígeno y carbono de sus conchas; los datos indicaban una proporción mayor del isótopo ligero de oxígeno ^{16}O, indicativo de una elevada temperatura del agua y, simultáneamente, de forma más pronunciada, un brusco incremento de la proporción del isótopo ^{12}C característico de la presencia de materia orgánica. En apenas unos metros de sedimento consolidado del fondo del mar, que se depositaron hace 56 Ma, se encontraba el registro de un evento de calentamiento global que afectó a todo el planeta. Estos datos, publicados por los investigadores Kennett y Stott en el año 1991, iniciaron una carrera de exploraciones y descubrimientos que iba a permitir juntar las piezas de un rompecabezas largamente aplazado.

Las piezas del puzle

En el mar

Antes del descubrimiento de Kennett y Stott, varios investigadores que estudiaban las rocas sedimentarias de esa edad habían observado un hecho extraordinario. No se trataba de un fenómeno

local, sus descubrimientos se extendían desde la isla de Trinidad en las Antillas hasta las montañas de Austria. Esos científicos estudiaban el contenido de microfósiles en las rocas; centenares de ellos pueden encontrarse en unos gramos de fango. Su estudio e identificación permite conocer la edad y las características físicas del medio ambiente donde se depositó el sedimento original. En las muestras recogidas en niveles de roca de hace aproximadamente 56 Ma, un hecho empezó a intrigar a los investigadores. Muchas especies de un tipo de estos fósiles muy abundante, los foraminíferos bentónicos de aguas profundas, habitantes de los fondos oceánicos, se habían extinguido. Entre el 40% y el 60% de esas especies ya no se encontraban en los sedimentos más jóvenes que se hallaban por encima. Estos organismos, que habían sido de los pocos supervivientes de la gran extinción del límite Cretácico-Terciario, que 10 Ma antes aniquiló a los dinosaurios, morían misteriosamente en un pequeño intervalo. Los investigadores bautizaron a este acontecimiento como evento de extinción de los foraminíferos bentónicos (BEE, benthic extinction event), que supuso la mayor renovación de estas faunas en los últimos 100 Ma.

Otros investigadores estaban perplejos por la distribución de los restos fósiles de un género de otro grupo de organismos marinos, los dinoflagelados. Estos componentes del plancton marino, que tienen un caparazón quitinoso, se conservan bien como fósiles en los sedimentos. Estos seres, cuya proliferación da lugar a las famosas mareas rojas, que tantos daños provocan a los criadores de mejillones, tuvieron una época de gran expansión a finales del Paleoceno. De forma singular, la especie Apectodinium augustum, un dinoflagelado característico de ámbitos subtropicales restringido a latitudes bajas, amplió enormemente su área de distribución, extendiéndose hasta zonas de latitudes polares llegando a los 85º de latitud N.

En la tierra

Durante más de 40 años, el investigador estadounidense Philip Gingerich y sus colaboradores han estudiado los restos fósiles de los

primeros mamíferos en las cuencas sedimentarias del interior de Estados Unidos. En la cuenca de Bighorn, en Wyoming, se encuentra una distintiva unidad de roca de un llamativo color rojo. En estos niveles, en un estrato concreto de roca, se localiza la aparición de las faunas modernas de mamíferos que no se han encontrado nunca en las capas inferiores. En este estrato ya no se encuentran restos de los primates primitivos, los plesiadapiformes, que se extinguen y son sustituidos por los primates modernos. Este horizonte se corresponde con el denominado “evento de dispersión de mamíferos” (mammalian dispersal event, MDE), caracterizado por la aparición repentina en Eurasia y Norteamérica de muchos de los actuales grupos de mamíferos como los perisodáctilos, que apoyan el peso sobre su dedo medio, entre los que encontramos los antepasados de los caballos, los tapires y los rinocerontes; y los artiodáctilos o mamíferos de pezuña partida, que incluyen, entre otros, a animales domésticos como vacas y cerdos, además de a los camellos y los hipopótamos. Pero esta no es la única curiosidad que los paleontólogos observan: muchos de los fósiles que aparecen por primera vez en este estrato, como los predecesores de los caballos, son ejemplares enanos del tamaño de un gato doméstico, muchísimo más pequeños que los que se encuentran unos metros por encima que vivieron millones de años después.

Otras sorpresas esperaban a los paleontólogos. En las heladas costas de la isla de Ellesmere en el ártico canadiense, a 78º de latitud en rocas de hace 56 Ma de las minas de carbón, se encontraban restos fósiles de cocodrilos, tortugas y antepasados de los hipopótamos que vivían en bosques templados.

Cerca de casa

Las altas cumbres de las sierras interiores de los Pirineos, desde la cima del Monte Perdido hasta la cresta de los Alanos en el límite entre Navarra y Aragón, pasando por la Collarada y el Bisaurín, están formadas de la misma unidad de rocas calizas depositada en el fondo de un mar somero en el periodo Paleoceno y la parte más joven del Eoceno. En estas rocas, en el valle de Ordesa, una banda

destaca en el paisaje; es un nivel de solo unos metros de roca más blanda, margas, que se ha erosionado para dar una faja por donde discurre una atrevida senda. Se trata de la “senda de las flores”, una de las rutas más espectaculares y frecuentadas del parque nacional. Un geólogo alemán, Axel von Hillebrandt, que desarrolló aquí su trabajo de graduación, observó que este estrato era extremadamente rico en microfósiles del género Nummulites, unos foraminíferos de concha calcárea que vivían en los fondos marinos poco profundos. Estos organismos aparecían de forma súbita, sin que se encontrasen en los estratos más antiguos situados por debajo. A lo largo del Pirineo, desde las ya mencionadas cumbres de Ordesa hasta las cabeceras de los valles de Roncal, Salazar y Aezkoa, en el Pirineo navarro, una banda de rocas similar que destaca entre el resto de las calizas y que ya no tiene Nummulites constituye un jalón que permite seguir el horizonte de roca en el paisaje.

Más al Este, en la cuenca de Tremp, una larga sucesión de estratos perfectamente expuestos que muestran una gran cantidad de fósiles representaba una oportunidad para estudiar una porción de historia de la vida en la Tierra. En la base de estas capas, un delgado nivel de rocas calizas llamaba la atención de los investigadores. Este tramo correspondía a los primeros depósitos de carácter marino que se encontraban por encima de una serie de depósitos de arcillas y areniscas rojizas que se habían depositado durante el Paleoceno en un ambiente continental. Estas calizas incluían una gran cantidad de macroforaminíferos bentónicos que la hacían muy interesantes. Un grupo de trabajo entre los que se encontraba el geólogo suizo Lukas Hottinger estudió esta sucesión para proponer un nuevo piso geológico al que dieron el nombre de Ilerdiense, derivado del nombre romano de Lleida. Lukas se dedicó al estudio de los fósiles de este tramo de calizas, denominados alveolinas, que, al igual que los Nummulites de Ordesa, aparecían de repente en el registro geológico.

Extinciones, grandes migraciones de faunas, nuevos organismos que aparecen súbitamente, faunas templadas en áreas polares, horizontes de roca que tienen un aspecto muy diferente de los estratos que se encuentran por debajo y de los que los suceden en el tiempo, eventos anóxicos en el océano, todos estos fenómenos que aparecían inconexos coincidían en un intervalo de tiempo concreto.

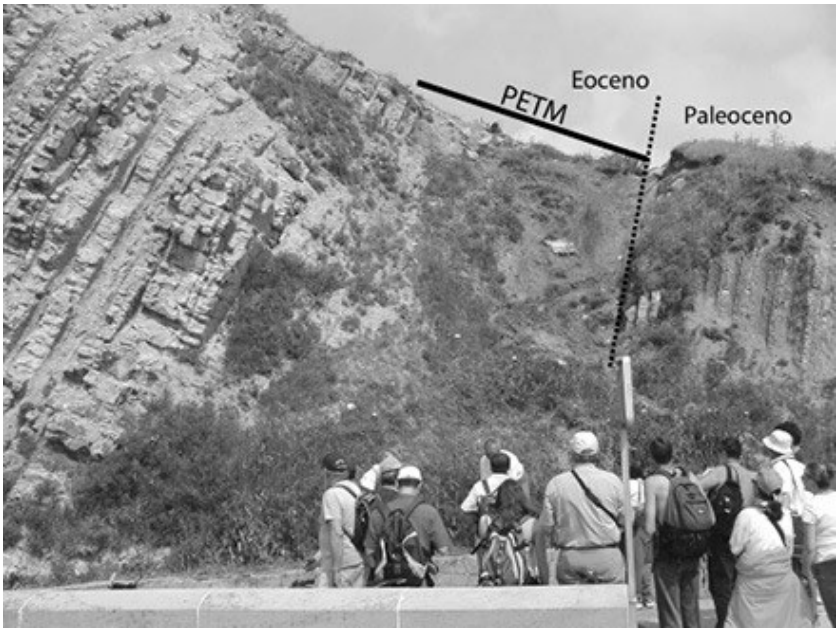
El mismo momento que el evento de calentamiento global desvelado por Kennett y Stott, observado después en numerosos sondeos oceánicos más en diversos mares del globo. Esta relación insinuaba una respuesta a los interrogantes y ofrecía las vías para desarrollar un modelo que los integrase.

Un hito en la historia de la Tierra

La singularidad de este evento se ha usado como un jalón de la historia de la Tierra para situar el límite que separa los estratos de los pisos geológicos Paleoceno y Eoceno, antes sin decidir, y por eso este suceso ha sido denominado con el acrónimo PETM (Paleocene Eocene thermal maximum, máximo térmico del límite Paleoceno-Eoceno), señalando su papel como acontecimiento que sirve como línea de delimitación entre los dos periodos.

Figura 19

Intervalo del PETM en Zumaia, correspondiente a un nivel de arcillas que representa un tramo anómalo en el resto de la sucesión de estratos



Pero ¿cómo identificamos que estamos precisamente en ese nivel? Algunos indicadores, como los fósiles, acotan mucho el intervalo de estratos dentro del que se encuentra el límite concreto, pero realmente el nivel exacto de su localización está señalado por una fuerte anomalía de las proporciones de los isótopos de carbono del material carbonatado del sedimento en los diversos archivos en los que podemos medirlo: conchas calcáreas de los organismos marinos planctónicos y bentónicos y nódulos calcáreos de los paleosuelos. Esta singularidad, que consiste en valores muy negativos de la relación $\delta^{13}C$ con valores del -3º/oo al -6º/oo, se conoce con el acrónimo de CIE (carbon isotopic excursion). Sin esta señal isotópica no podemos afirmar que estamos en el intervalo de tiempo preciso. Las últimas investigaciones indican que la edad en la que tuvo lugar esta anomalía fue hace 55,93 Ma. Esta huella isotópica debido a su ubicuidad ha sido elegida como criterio para la definición del límite de los pisos Paleoceno y Eoceno. Como nos cuenta Ana Rodrigo en su excelente libro La edad de la Tierra, estos límites se aprueban por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas, que sitúa físicamente en el punto del límite un clavo dorado que sirva de referencia a los investigadores. En el caso del

límite Paleoceno-Eoceno, este clavo está en Dababiya, cerca de Luxor en Egipto, pero estuvo a punto de situarse en un acantilado de Zumaia (Guipúzcoa).

Pero para poner en contexto la singularidad de este evento tenemos que describir cómo era el mundo unos instantes antes de que ocurriese, que era muy diferente al actual.

Así era la tierra hace 56 millones de años

La época en la que ocurrió este evento de calentamiento corresponde al límite entre los periodos geológicos Paleoceno y Eoceno hace 56 Ma. Estos dos episodios son los primeros de la era Cenozoica, conocida anteriormente como era Terciaria. El evento que marca el límite entre las eras Mesozoica y Cenozoica, que tuvo lugar hace 66 Ma, es decir, 10 Ma antes del PETM, es uno de los momentos de extinción de especies más importantes de la historia de la Tierra. Denominado como límite Cretácico-Terciario (resumido como K/T), se cree debido al impacto de un bólido de origen extraterrestre de 10 km de diámetro. Este evento, registrado en los sedimentos antiguos por una inusual concentración del elemento iridio causó la extinción de los dinosaurios y de otras muchas especies de invertebrados y microorganismos tanto de hábitats marinos como terrestres. Un mundo, el Cretácico, la era de los últimos dinosaurios desaparece y una Tierra nueva lo sustituye.

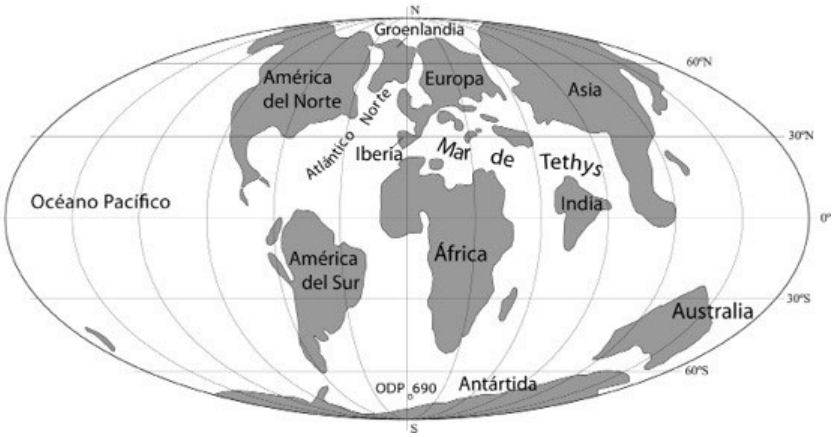
Tras esta extinción, el Paleoceno constituye un periodo de recuperación de las faunas. Un clima cálido y húmedo en sus primeros estadios, continuación de los templados climas del Cretácico, ciertamente ayudó en este sentido, pero pese a los nichos ecológicos vacantes, la aparición de nuevas especies, sobre todo de organismos del plancton marino que debían recolonizar los mares, se desarrolló con lentitud. A lo largo de 10 Ma la vida evolucionó con parsimonia restaurando los ecosistemas de un mundo que había cambiado para siempre.

La distribución de continentes y océanos durante el Paleoceno era

todavía muy diferente a la actual. Eurasia, Groenlandia y América formaban un supercontinente llamado Laurasia que se iba a separar mediante una grieta que daría lugar al Atlántico norte. La separación continental iba a ir acompañada de una gran actividad volcánica; un ejemplo lo tenemos hoy en Islandia, que entonces todavía no existía. Confinado entre estas masas continentales en el Ártico se encontraba un mar casi sin conexión con el resto de océanos. La península Ibérica era una pequeña placa tectónica que se movía independientemente. En ese momento se encontraba viajando hacia el Norte, empujada por la placa africana, que la iba a hacer chocar con la gran placa euroasiática por su borde nororiental. La geografía de la península también era distinta: solo la meseta era tierra firme, ni los Pirineos ni las cordilleras béticas existían, estando su lugar ocupado por mares. Un gran océano denominado Tethys se extendía hacia el SE de la península entre Asia y el continente africano; la India estaba todavía viajando por el océano hacia el norte y no había chocado con el resto de Asia para formar los Himalayas. La península Ibérica se encontraba precisamente en el estrecho entre el Tethys y lo que empezaba a ser el océano Atlántico que, sin embargo, tenía una peculiaridad: el estrecho de Panamá no existía y Norteamérica y Sudamérica estaban desconectadas. Un detalle importante es que la Antártida y Australia estaban todavía unidas, lo que impedía que se desarrollase la corriente circumpolar, responsable del aislamiento climático del continente antártico que propició el desarrollo de su casquete polar.

Figura 20

Mapa de distribución de los continentes y océanos hace 56 Ma. El mar de Tethys se extendía al este de Iberia antes de que la India, Asia y África colisionaran haciéndolo desparecer



Había también grandes diferencias con el clima actual, entonces mucho más cálido que en la actualidad. Era un mundo desprovisto de casquetes polares permanentes que solo pudieron formarse durante cortos periodos de tiempo. Según algunas estimaciones, la temperatura de la superficie de los océanos en las zonas ecuatoriales ascendía a unos 32 ºC, mientras que en las latitudes medias y altas estas temperaturas eran de aproximadamente 25 ºC y 15 ºC, respectivamente. Se estima que en esa época el contenido de CO2 en la atmósfera estaba en torno a 850 ppm, casi el doble que el actual, que es de 395 ppm. La península Ibérica se situaba bastante más al Sur que en la actualidad, entre los 30º y 35º de latitud norte, dentro del cinturón de altas presiones subtropical, lo que hacía que su clima fuese mayoritariamente árido además de caluroso sobre todo en el periodo más joven del Paleoceno.

Los patrones de circulación oceánica eran también muy diferentes a los actuales. En primer lugar, la distribución de continentes y océanos, tan distinta a la del presente, condicionaba la distribución de las corrientes. La existencia de un pasillo oceánico ecuatorial entre las masas continentales permitió el desarrollo de una corriente circundante ecuatorial que contribuía al mantenimiento de altas temperaturas en los continentes. Los mecanismos de circulación termohalina de aguas profundas eran menos enérgicos que en la actualidad y el origen de las aguas densas se situaba en el Pacífico septentrional y en las costas de Australia y la Antártida. Las aguas oceánicas presentaban una estratificación mayor que ahora, con un

menor intercambio entre las capas superficiales y profundas. Esta circunstancia iba a determinar que si los fondos marinos se volvían pobres en oxígeno estas condiciones anóxicas podían durar muchos miles de años.

El registro del gran calentamiento

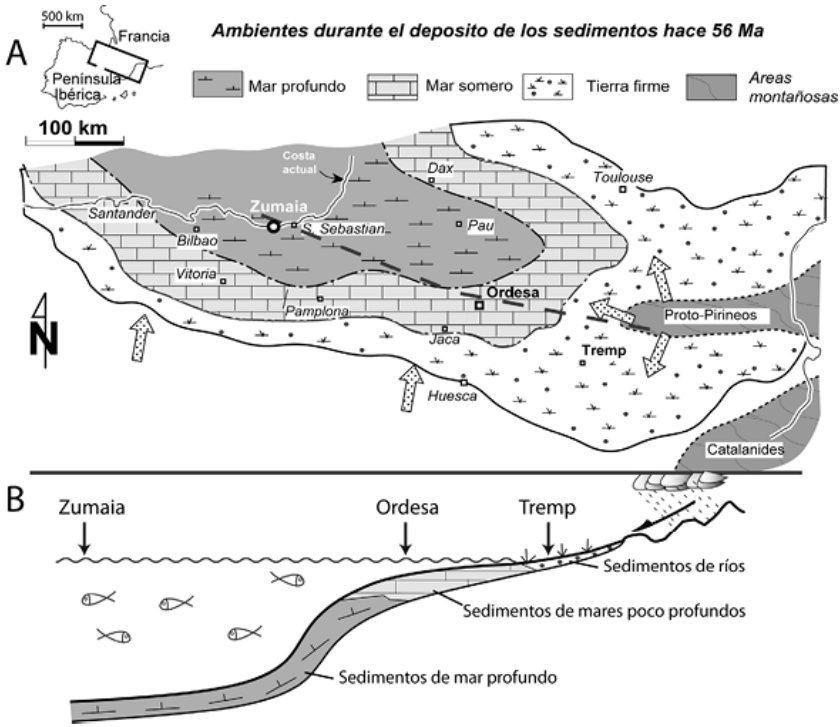
El mundo que acabamos de describir era la escena previa al desarrollo del evento que estaba por llegar. Hemos visto que las condiciones ambientales eran muy diferentes de las actuales, pero todavía lo iban a ser mucho más.

Como ya hemos comentado, lo que sabemos de este suceso lo conocemos a través del registro sedimentario, es decir, las rocas que se depositaron mientras se estaba produciendo y los fósiles que encierran correspondientes a los organismos que vivieron entonces. Estos archivos se encuentran abundantemente repartidos por todo el planeta.

En los fondos oceánicos, los sedimentos de esta edad, después de su descubrimiento en las proximidades de la Antártida, se han localizado también en áreas del Atlántico, en las costas de Estados Unidos y Brasil, en el océano Índico frente a Tanzania, en el centro del océano Pacífico y en el océano Ártico. En estos registros marinos el espesor de esta unidad de rocas no es muy grande, apenas unos metros, pero generalmente se encuentra muy bien conservado.

Figura 21

(A) Mapa del área pirenaica hace 56 Ma. Un golfo marino se encontraba entre Iberia y Francia y unos Pirineos incipientes comenzaban a levantarse por el Este. (B) Reconstrucción de una transversal del mar de aquel tiempo entre Zumaia y Tremp mostrando los diferentes ambientes donde se depositaban distintos sedimentos desde marinos profundos a fluviales



Su presencia en los sedimentos actualmente expuestos en tierra firme es también muy amplia: desde Nueva Zelanda hasta Alaska, pasando por toda Asia meridional, y desde la Antártida hasta Spiztbergen en el Ártico. España cuenta con un registro muy completo de este acontecimiento, en las cordilleras béticas y sobre todo en el Pirineo. Esta cadena que, desde el punto de vista geológico, es mucho más amplia que la cadena montañosa, al extenderse por la costa cantábrica, constituye un lugar excepcional para estudiar este evento. Las rocas depositadas durante el intervalo del PETM afloran ampliamente en este sector y muestran un abanico completo de ambientes sedimentarios antiguos. De este modo encontramos de Este a Oeste sedimentos de ambientes continentales: ríos y abanicos aluviales, depósitos marinos de poca profundidad en las cumbres de Aragón y de los fondos oceánicos profundos en el norte de Navarra y la costa vasca.

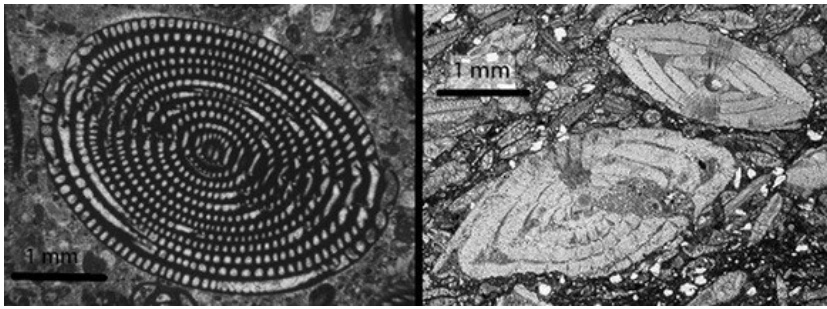
El evento de calentamiento global corresponde en casi todas las

sucesiones geológicas a lo largo del globo a un conjunto de estratos que tienen unas características distintivas que resaltan del resto de las capas que se encuentran por encima y por debajo, lo que facilita su reconocimiento. Esto es especialmente notorio en las secciones de sedimentos marinos, donde este intervalo corresponde a un tramo en el que el contenido de carbonato cálcico del sedimento es muy inferior al de los tramos donde se encaja. Esto hace que la proporción de arcilla, que llega siempre por decantación a los fondos marinos, sea mayor en estos niveles. Un menor porcentaje de carbonato hace que estos estratos sean más blandos y fácilmente erosionables, de modo que en las sucesiones expuestas en las montañas, este nivel usualmente corresponda a un tramo que forma una hendidura o "faja" en el relieve. Otra característica de estos sedimentos es su contenido en carbono orgánico, de nuevo mayor que el resto de la sucesión, lo que hace que en numerosos sondeos oceánicos la base de este evento esté representada por un nivel de arcillas oscuras.

En las series continentales, depositadas por encima del nivel del mar, no hay una correspondencia clara que relacione el tipo de sedimento con el PETM, aunque las condiciones específicas durante su depósito suelen propiciar que destaque de los estratos adyacentes. Por ejemplo, en la cuenca de Bighorn en Estados Unidos, este intervalo corresponde a una serie muy gruesa de arcillas rojizas, y en la cuenca de Tremp en nuestros Pirineos su registro está marcado por un tramo de conglomerados y areniscas.

Figura 22

Especies de grandes foraminíferos bentónicos que aparecieron súbitamente en el PETM. Izquierda, Alveolina y derecha 'Nummulites' aff. 'minervensis'



Como ya hemos avanzado, el evento de calentamiento global tuvo un gran impacto sobre los ecosistemas, tanto marinos como continentales. Una gran parte de las especies de foraminíferos bentónicos profundos se extinguieron y el resto de organismos marinos, en especial los planctónicos, experimentaron grandes migraciones, como los foraminíferos del género Acarinina o distribuciones extraordinarias como las del ya mencionado dinoflagelado Apectodinium augustum. Este intervalo se caracteriza también por una brusca renovación de las faunas de foraminíferos de las aguas marinas poco profundas. Especies oportunistas aprovecharon el cambio de condiciones ambientales para colonizar de forma exclusiva nuevos ambientes. En el área pirenaica el foraminífero de gran tamaño Nummulites aff. minervensis ocupó amplios sectores de los fondos marinos formando grandes acumulaciones de fósiles con individuos únicamente de su especie, y representantes del género Alveolina invadieron de forma repentina las zonas más someras formando grandes concentraciones.

Grandes migraciones tuvieron también lugar, como ya hemos visto en las formas de mamíferos y vegetales de los ambientes continentales respondiendo a unas condiciones ambientales rápidamente cambiantes.

Lo que nos cuentan los isótopos

En las rocas, sobre todo en las conchas de carbonato cálcico de los fósiles que encierran, se encuentran los datos que nos proporcionan los indicios de lo que ocurrió. Se trata de los isótopos estables de carbono y oxígeno que aportan una información fundamental para profundizar más en la información conservada en el registro geológico.

Hemos visto que el evento aparece marcado por una anomalía en los isótopos de carbono, que muestran un aumento repentino de la proporción del isótopo ligero ^{12}C frente al pesado ^{13}C, lo que se refleja en valores muy negativos del índice $\delta^{13}C$, comprendidos entre -3‰ y -6‰ (CIE). Estos valores tan negativos sugieren la aportación al ciclo del carbono de una gran cantidad de compuestos con una elevada proporción del isótopo ligero ^{12}C en su composición. Estas elevadas proporciones se dan en la materia orgánica, donde, como vimos en el capítulo anterior, el efecto de fraccionamiento durante la fotosíntesis provoca que la biomasa vegetal esté muy enriquecida en ^{12}C, presentando valores de $\delta^{13}C$ del -26‰, que pueden llegar hasta el -60‰, en el metano. De esta manera, todo apunta a que durante el PETM se produjo una masiva inyección a la atmósfera de gases de origen orgánico ricos en el isótopo ^{12}C. Esta aportación extraordinaria de carbono a la atmósfera nos indica las causas del aumento de la temperatura ya que dos de los gases con mayor efecto invernadero corresponden a compuestos que incluyen carbono: el CO2 y el metano CH4.

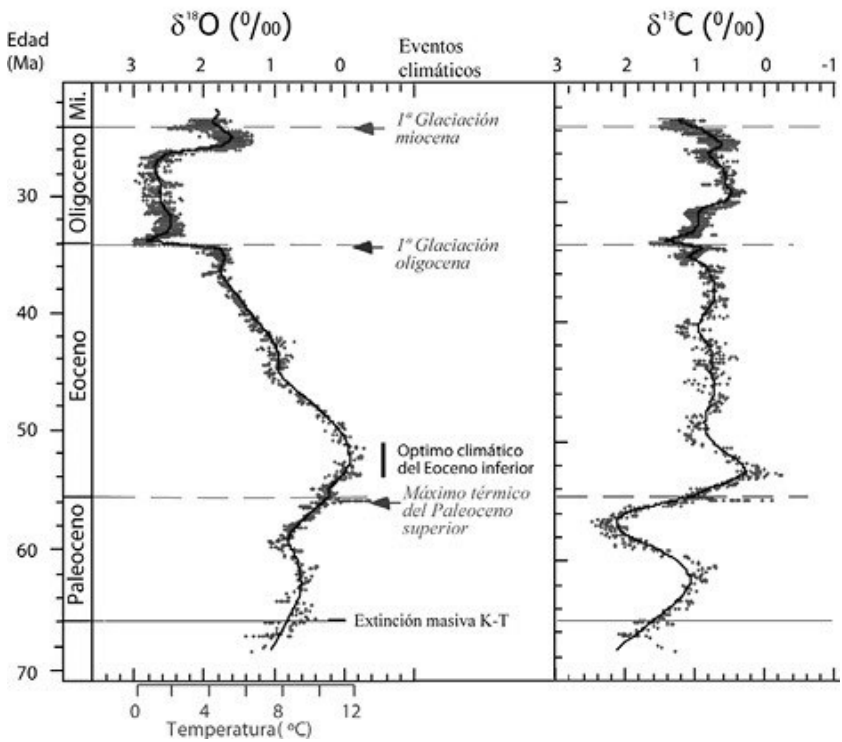
La anomalía isotópica de oxígeno tiene un patrón paralelo a la de la anomalía del carbono, mostrando un brusco desplazamiento del índice $\delta^{18}O$ hacia valores negativos en el momento en que tuvo lugar el evento, y una lenta recuperación posterior. Esto indica una brusca disminución de las proporciones del isótopo pesado ^{18}O, que como hemos visto en el capítulo anterior, indica un aumento de las temperaturas. En este caso además su aplicación es más directa, ya que la ausencia de casquetes polares en aquel tiempo hace que las variaciones en la proporción de los isotopos de oxígeno puedan ser directamente aplicables a la estimación de las temperaturas pasadas, obviando los efectos de incertidumbre que introduce el secuestro del isótopo ligero ^{16}O en los casquetes polares. A estas estimaciones se le han sumado más recientemente los datos termométricos de las relaciones Ca/Mg en las conchas de

organismos y en los últimos años las estimaciones basadas en las moléculas orgánicas conocidas como alquenonas. De estos datos se ha podido concluir que durante el PETM las temperaturas de las aguas superficiales del océano aumentaron entre 5º y 8 ºC en el ecuador y las latitudes medias y hasta 8 ºC en los polos, al mismo tiempo que las aguas oceánicas profundas muestran valores de 5º a 6º mayores que los valores previos. Por su parte, se estima que la temperatura media del aire subió entre 4º y 5 ºC. Estas variaciones se produjeron en un intervalo de tiempo muy corto, que se ha precisado recientemente como unos 20.000 años, lo que representa el ritmo más rápido de calentamiento del planeta en su historia reciente. Uno de rasgos del clima que han puesto de relieve estos datos es que el gradiente térmico, o diferencia de temperaturas entre el ecuador y los polos, era menor que el existente en la actualidad (23 ºC entonces, por 29 ºC ahora en el caso de las aguas superficiales oceánicas).

Pero las elevadas temperaturas no fueron las únicas alteraciones climáticas que tuvieron lugar en esa época. El rápido calentamiento al inicio del PETM favoreció la evaporación, lo que dio lugar al predominio de regímenes de lluvia de tipo monzónico en las latitudes medias y subtropicales. El incremento de las tormentas y la frecuencia de los eventos de inundación está bien documentado en el Pirineo. En los sedimentos continentales de la cuenca de Tremp, en el Pirineo central, el profesor Victoriano Pujalte descubrió un nivel de conglomerados (Conglomerados de Claret) que presenta una distribución geográfica extraordinariamente amplia en este sector. Estos sedimentos detríticos de tamaño grueso, que incluyen cantos rodados, fueron depositados por un gran sistema de ríos trenzados que se desarrolló rápidamente como respuesta al fuerte aumento de las precipitaciones. El arrastre y depósito de todo este material estuvo favorecido por los climas áridos precedentes que habían dejado un paisaje con escasa cobertera vegetal, fácilmente erosionable. El registro de estos episodios de fuertes lluvias puede seguirse hacia el oeste en el valle de Ordesa, donde el sistema fluvial había formado un delta al llegar a mar y depositado una unidad de areniscas y gravas. Este tramo, desprovisto totalmente de carbonato cálcico es una unidad geológica característica de este sector que se encuentra por encima de las margas donde se encuentra la anomalía isotópica o CIE.

Figura 23

Curvas isotópicas del oxígeno (izda.) y carbono (dcha.) durante el Cenozoico. Nótese el paralelismo de las gráficas durante el Paleoceno y Eoceno inferior cuando la Tierra no tenía casquetes polares y el pico de rápido desplazamiento correspondiente al CIE en el límite entre el Paleoceno y el Eoceno



Fuente: Modificado de Zachos et al. (2001).

El efecto de calentamiento global afectó también profundamente a las temperaturas y dinámica oceánicas. La anomalía térmica debilitó la circulación termohalina y cambió la localización de las

zonas de formación de aguas profundas desde las latitudes altas del hemisferio sur a zonas de latitudes medias del hemisferio norte. Por su parte las corrientes oceánicas superficiales se atenuaron como consecuencia del debilitamiento de los vientos alisios. En conjunto estas condiciones favorecieron una estratificación de las aguas en las cuencas marinas que trajo como resultado una menor productividad orgánica y un empobrecimiento de oxígeno en algunos de los fondos oceánicos. La presencia de depósitos contemporáneos ricos en materia orgánica, indicativos de condiciones anóxicas, en varias regiones, como en el parcialmente confinado restringido océano Ártico apoya esta interpretación.

Pero ¿cuánto carbono se expulsó a la atmósfera?

Ya hemos apuntado que el brusco aumento de temperatura que supuso el evento del PETM estuvo relacionado con una brusca incorporación a la atmósfera de gases de efecto invernadero, tal como indica la signatura isotópica del carbono en la anomalía que supone el CIE. Podemos ahora preguntarnos sobre cuánta cantidad de carbono fue necesaria para provocar este calentamiento de la atmósfera. Para estimarlo necesitamos conocer el valor de la anomalía geoquímica y el volumen total del carbono involucrado en el ciclo. Esta cantidad puede estimarse comparándolo con el actual, incrementado proporcionalmente a la mayor cantidad de CO2 presente entonces en la atmósfera, lo que daría un valor próximo a 50.000 Pg (un Pg $= 10^{15}$gramos). Tomando este dato y usando los valores de δ^{13}C de $-2{,}5$ a $-4{,}0$‰, obtenidos del registro geológico, serían necesarios entre 2.000 y 3.000 Pg de una fuente de carbono con unas relaciones isotópicas de δ^{13}C de -60‰ (como el metano) o una cantidad mucho mayor, estimada entre 6.000 y 12.000 Pg de una fuente de carbono con un valor δ^{13}C de -25‰ (como el de la biomasa vegetal), expulsada a la atmósfera en forma de CO2. Como comparación, todas las reservas actuales de combustibles fósiles, incluido el carbón, suponen un total de unos 5.000 Pg de carbono y la cantidad de CO2 generada por la humanidad desde la revolución industrial hasta ahora suma unos

400 Pg. Las emisiones de carbono en forma de metano a la atmósfera tienen un potente efecto invernadero, pero de muy corta duración, ya que en una década, el metano se oxida pasando a producir CO2 y agua. Las estimaciones de las concentraciones de CO2 en la atmósfera, durante la fase principal del PETM se estiman en 1.700 ppm, el doble de la concentración previa al evento y más de 4 veces las concentraciones actuales.

Estas valoraciones se han analizado también con diversos modelos de simulación climática con el fin de comparar las respuestas de los modelos con los datos obtenidos de los sedimentos. Algunas de estas comparaciones indican que no basta con un fuerte pulso inicial de inyección de gases de efecto invernadero, sin que haya adiciones posteriores a la atmósfera o se pongan en marcha mecanismos de retroalimentación desconocidos que mantengan las elevadas temperaturas durante el PETM.

Un efecto de la adición de esta enorme cantidad de CO2 a la atmósfera fue la acidificación del agua del mar. Como ya hemos visto las presiones de este gas en la atmósfera y los océanos se mantienen en equilibrio, de forma que el CO2 en exceso en la atmósfera pasa rápidamente al agua del mar, provocando un aumento del pH del agua. La acidificación de los océanos provoca una disminución de la saturación del carbonato cálcico en el agua marina. Menos carbonato en el agua, significa dificultades para los organismos que construyen sus conchas con este material, como muchos componentes del plancton y organismos del fondo como, por ejemplo, los corales. El aumento del pH provocó también una somerización del nivel oceánico a partir del cual no se precipita carbonato en el fondo marino (CCD), que subió durante el PETM unos 2 km. Esta elevación supuso la pérdida de hábitats para los organismos bentónicos de conchas carbonatadas que no podían construir sus caparazones. Esta pudo ser una de las causas, junto con la disminución del oxígeno en aguas profundas que provocó la extinción de muchas especies de foraminíferos bentónicos (BEE).

¿Cuánto duró el evento?

Una de las cuestiones más importantes que se nos plantea al analizar el evento de calentamiento del límite Paleoceno-Eoceno es el de su duración. En primer lugar, por las numerosas analogías que puede presentar con la situación actual de calentamiento global, siendo una de las primeras preguntas que surgen en la mente del investigador. Es también una cuestión fundamental para entender el comportamiento del ciclo del carbono durante esa etapa anómala y profundizar en las causas del acontecimiento.

En las ciencias geológicas el tiempo se considera de dos maneras: como tiempo relativo entre dos sucesos, precisando cuál de ellos es anterior al otro, y como tiempo absoluto, buscando una determinación lo más precisa posible, mediante diferentes técnicas, de la fecha exacta en la que ocurrió el acontecimiento. El cálculo del tiempo, tanto de forma relativa como absoluta siempre ha significado un reto para los geólogos y ha sido uno de los principales acicates de su fértil imaginación.

Este doble análisis se ha aplicado también a la determinación de la duración del PETM. Así, en un primer lugar, tras su descubrimiento, se hizo un primer estudio del intervalo temporal que significaba, midiendo el espesor de sedimentos en el que se encontraba representado. Comparando ese espesor con el de un tramo mayor, del que se conocían sus edades de inicio y fin con fiabilidad, y suponiendo un ritmo de sedimentación constante, se podía estimar el tiempo necesario para que se hubiese depositado. El cálculo por este método del fragmento de 2 metros de sondeo donde se reconoció por primera vez, da una cifra cercana a los 200.000 años.

Buscando un reloj geológico más fiable, los geólogos dirigieron su mirada hacia los ciclos orbitales descritos por Milankovitch. Como hemos comentado en el capítulo 2, las variaciones climáticas inducidas por los diferentes movimientos de la órbita de la Tierra pueden dejar un registro legible en los sedimentos. Dos son los parámetros composicionales de los sedimentos de los fondos abisales más usados para extraer esta ciclicidad: el contenido en carbonato y en hierro. El primero es un reflejo de la productividad oceánica; los ciclos orbitales más productivos son los más ricos en carbonato, ya que favorecen el desarrollo de organismos

planctónicos con conchas calcáreas; el hierro por el contrario es un indicador de la presencia de sedimento arcilloso y por tanto tiene un significado opuesto al de la proporción de carbonato. El análisis del contenido de estos compuestos muestra ciclos regulares que pueden correlacionarse con los periodos de precesión con duraciones medias de 21.000 años y ciclos de excentricidad de 95.000 y 405.000 años. Sin necesidad de conocer una edad absoluta, y únicamente contando los ciclos obtenidos de los sedimentos, se podía hacer una estimación de su duración. El análisis arrojó un valor de entre 10 y 11 ciclos de precesión y por lo tanto una duración estimada de unos 230.000 años.

Una mayor precisión se ha alcanzado más recientemente usando métodos de isótopos cosmogénicos, es decir isótopos estables (sobre todo helio, ^{3}He), generados por la incidencia en los sedimentos de rayos cósmicos. Esta es también una escala móvil, que se basa en la asunción de la constancia del bombardeo cósmico, pero permite hacer estimaciones sobre el intervalo de tiempo representado por un conjunto de estratos. Las valoraciones realizadas con este método arrojan una duración similar, de unos 237.000 años con una incertidumbre de 40.000 años arriba o abajo.

No solo se ha estimado la duración total del evento sino que también se ha intentado precisar la duración de las diferentes fases de la anomalía. En un reciente trabajo, Murphy y colaboradores describen las diferentes fases de este evento obtenidas con la técnica de isótopos cosmogénicos comparándola con estimaciones realizadas mediante métodos de ciclos orbitales. En este estudio distinguen una primera etapa de rápida emisión de gases, que pudo durar 21.000 años. A ella le sucedió un intervalo en el que los valores de la anomalía isotópica alcanzaron sus mínimos valores y las temperaturas iban en continuo ascenso; esta situación se mantuvo durante 113.000 años (60.000 según otros autores). Finalmente, la etapa de recuperación a las condiciones iniciales duró únicamente100.000 años y pudo producirse de forma escalonada, aunque otros investigadores sugieren una recuperación más gradual que duró 130.000 años.

Algunos estudios muy recientes, realizados en series de sedimentos continentales de gran espesor (más de 50 metros), que permiten un

estudio muy detallado de la evolución temporal de la anomalía, han reconocido un evento previo muy corto de emisión de gases y calentamiento previo al CIE. Este pulso, de únicamente 2.000 a 5.500 años de duración tuvo lugar inmediatamente antes del CIE. De confirmarse en más localidades, este dato acerca más el fenómeno del PETM a la situación actual y puede ayudar a precisar el origen del fenómeno.

Para determinar la edad absoluta del evento es necesario tener un punto próximo al intervalo estudiado del que se pueda conocer su edad con precisión. En el caso del PETM, unas intercalaciones de cenizas volcánicas que pueden ser correlacionadas con otras, datadas con métodos radiométricos, proporcionaban un punto de anclaje donde ajustar los ciclos. La intercalibración más reciente realizada entre estos métodos ha proporcionado una edad absoluta de 55,930 Ma para el evento del CIE, que de momento es el valor de referencia para la mayoría de investigadores.

Y en conclusión, ¿cómo pudo ocurrir?

Un evento tan particular con tantas similitudes con la situación actual ha generado un gran interés comunidad científica. Un gran número de trabajos se han publicado sobre todos los aspectos que conciernen a este episodio, y se han propuesto múltiples teorías que intentan explicarlo, existiendo un gran debate científico sobre el particular.

La cantidad de carbono necesaria para explicar la anomalía supera en varias veces la cantidad de este elemento que se encuentra en la biosfera, por lo que las diversas hipótesis han buscado una fuente de carbono fuera de este sistema que pudieran provocar este efecto. Uno de los principales condicionantes de las distintas teorías es el volumen de gas necesario para explicar la anomalía isotópica. Su cantidad dependerá de las distintas proporciones isotópicas que tienen las diferentes fuentes de carbono. Las proporciones de metano necesarias serian hasta cinco veces inferiores a las de CO_2 y

otros gases debido a su mayor contenido en isótopos ligeros.

Una de las primeras hipótesis propuestas buscaba el origen del CO2 en las emisiones de los volcanes. En el límite Paleoceno-Eoceno, Groenlandia y Eurasia estaban separándose para dar lugar al Atlántico Norte. Este fenómeno implicaba una gran actividad volcánica acompañada de la emanación de una gran cantidad de gases a la atmósfera. El CO2 procedente de estas emisiones tiene una proporción del isotopo ligero ^{12}C relativamente reducida, por lo que la cantidad de gas necesaria para provocar el fenómeno habría tenido que ser muy grande, del orden de 20.000 Pg. Este volumen de emisiones solo puede darse en la formación de extensas provincias volcánicas que se desarrollan a lo largo de millones de años por lo que no resulta una hipótesis plausible.

También se han propuesto causas extraterrestres, a semejanza del mecanismo propuesto para el límite K/T. En este caso se ha sugerido la colisión de un comenta rico en materia orgánica con la Tierra. El principal punto débil de esta idea es el insuficiente volumen de gas que puede aportar el cuerpo extraterrestre. Aunque sus autores sugieren que pudo impactar sobre sedimentos ricos en carbón amplificando el impacto, no se generaría una emisión rápida de gases. Además la búsqueda de otras evidencias independientes del impacto ha resultado infructuosa.

Buscando un mecanismo que implicase una menor cantidad de materia, un grupo de investigadores liderado por Gerald Dickens fijó su atención hacia los depósitos de hidratos de metano que se encuentran de forma metaestable en los fondos marinos, confinados por las bajas temperaturas y la presión. El metano tiene una proporción muy alta de ^{12}C con un valor de $\delta^{13}C$, cercano a -60‰, y un fuerte efecto invernadero, lo que reduce la cantidad necesaria de gas metano a unos 3.000 Pg. Un fenómeno menor, que produjese la liberación de una cantidad, aunque modesta, de metano a la atmósfera produciría un calentamiento de las aguas oceánicas, que induciría la disociación de más hidratos de metano en un proceso retroalimentado. Esta rápida reacción en cadena ha sido descrita con el gráfico y sonoro nombre de “eructo de metano” (methane burp) por los autores anglosajones. Aunque el metano tiene una vida muy corta en la atmósfera, su oxidación genera CO2 que

permanece por más tiempo en la troposfera manteniendo el efecto invernadero. Una de las objeciones que pueden hacerse a esta teoría es que la distribución de hidratos de metano en los fondos marinos del Paleoceno era probablemente mucho menor que en la actualidad debido a las altas temperaturas y quizás fuese insuficiente para provocar el fenómeno de calentamiento en toda su dimensión.

Esta hipótesis necesita un mecanismo de disparo y algunos autores han contemplado la posibilidad de que este fuese uno de los ciclos de máxima insolación deducidos por Milankovitch. De este modo un pequeño calentamiento inicial dispararía la bomba de metano, que se retroalimentaría sin ayuda externa. Sin embargo las extrapolaciones matemáticas hacia el pasado de los ciclos orbitales, apoyadas en datos geocronológicos, no apoyan esta teoría ya que el evento tiene lugar en una época en el que la Tierra se dirigía hacia un periodo de insolación mínima.

Una causa más eficiente, propuesta por Henrik Svensen está basada en el descubrimiento de una gran cantidad de capas de rocas subvolcánicas, intercaladas entre sedimentos en las costas de Noruega. Esta actividad volcánica estaba relacionada con la apertura del Atlántico Norte y tuvo lugar en una edad muy próxima al PETM. El emplazamiento de estas lavas entre capas de sedimentos ricos en materia orgánica y carbón provocó una serie de emisiones explosivas de metano que se liberaron hacia los océanos o la atmósfera a través de chimeneas reconocibles en los estratos.

Una hipótesis más reciente relaciona el origen del PETM con la fusión de los suelos congelados o permafrost. Aunque las condiciones climáticas a finales del periodo Paleoceno eran muy cálidas, en la Antártida y Groenlandia podrían encontrarse áreas que presentaban un suelo congelado bajo la superficie. El permafrost tiene unos altos contenidos de carbono orgánico, que deriva de la oxidación de la vegetación en la capa activa (que se descongela en verano). La fusión del permafrost debido a ciclos orbitales de insolación, liberaría CO_2 a la atmósfera iniciando un ciclo progresivo de calentamiento y fusión, similar al descrito para los hidratos de metano.

Una observación que puede ayudar a esclarecer el origen de este

evento es la distribución temporal de la anomalía isotópica. Diversos estudios recientes señalan que la señal isotópica o CIE asociada a la emisión masiva de gases, se encuentra registrada antes en las conchas de organismos del plancton marino que en la de aquellos que vivían en el fondo. Este hecho supone un problema para la hipótesis de la disociación de metano, ya que en este caso, los fondos oceánicos hubiesen sido los primeros hábitats en los que se difundirían las concentraciones isotópicas anómalas. Por el contrario, este dato sugiere que la emisión de gases se dirigió principalmente hacia la atmósfera y desde allí se difundió posteriormente hacia las aguas oceánicas, siendo la superficie, donde se desarrolla el plancton, el primer lugar donde se registraron las concentraciones anómalas. Esta observación favorece la teoría de la fusión del permafrost, por cuanto en ella, la difusión de gases se realiza directamente a la atmósfera.

Actualmente, se están acumulando las evidencias que apuntan a cambios en la temperatura global anteriores al desarrollo de la anomalía isotópica o CIE. Algunos de estos indicios provienen de la distribución de los seres vivos. De este modo, en trabajos recientes se ha comprobado que la máxima expansión del dinoflagelado Apectodinium, del que ya hemos hablado antes, precedió en 5.000 años a la anomalía isotópica. Asimismo, en algunas secciones que registran un gran espesor de sedimentos de este intervalo, se ha descubierto recientemente un evento climático muy breve, posible precursor del PETM. Este suceso, representado por una anomalía isotópica similar al CIE, pero de cortísima duración (entre 2.000 y 5.000 años) constituye un ciclo completo de calentamiento producido por la emisión de gases y la subsiguiente recuperación. Estas evidencias sugieren que el evento de calentamiento del límite Paleoceno-Eoceno pudo ser una respuesta de retroalimentación a un cambio medioambiental previo, originado por un proceso que hoy día resulta difícil de precisar.

El PETM tampoco es un suceso único. Dos cortos eventos más de calentamiento similares, pero de menor magnitud, se han detectado en el registro geológico unos 2 Ma después del PETM. El origen de estos fenómenos parece presentar una relación más estrecha con los ciclos orbitales, que se perfila como la causa más probable de su origen, lo que no parece el caso para el intervalo del Paleoceno–

Eoceno.

Cualquiera que fuese su causa última, el evento del PETM sigue suscitando un gran interés en los círculos científicos, y es esperable que nuevas investigaciones, aporten datos en los próximos años que puedan ir completando los detalles del suceso y analizando con detalle sus posibles analogías con la situación actual.

¿Y después?

Aunque las causas del evento de calentamiento global del límite Paleoceno-Eoceno son todavía objeto de un vivo debate y sujetas a muchas incertidumbres, la vuelta desde las condiciones anómalas a una situación climática análoga a las condiciones previas plantea menos discrepancias.

Las mayores disensiones se refieren a la duración del PETM. Esta se ha estimado según los diferentes autores, entre unos 170.000 y 234.000 años, y la fase de recuperación, que corresponde a la disminución progresiva y paralela de las anomalías isotópicas del carbono y del oxígeno se prolongó, según diversos estudios, entre 70.000 y 130.000 años. No hay acuerdo tampoco en la evolución de esta última etapa, ya que unos investigadores observan una recuperación progresiva en el tiempo, mientras que el análisis cronológico de otros trabajos más recientes sugiere la existencia de una serie de pulsos. En lo que sí coinciden todas las investigaciones, es que la recuperación de las condiciones iniciales, por la desaparición de los gases de invernadero de la atmósfera, fue mucho más lenta que su emisión.

Varios son los procesos que pudieron contribuir al consumo del CO_2 atmosférico y contribuir a esta normalización, pero son todos lentos aunque eficaces. En primer lugar tenemos los mecanismos biológicos que pueden actuar mediante dos vías: la actividad fotosintética que secuestra el CO_2 para construir la materia orgánica de forma directa y la utilización del CO_2 en la construcción del carbonato cálcico ($CaCO_3$) de las conchas de los

organismos marinos. En el primer caso este proceso únicamente es eficaz si la materia orgánica es retirada del ciclo rápido del carbono al quedar enterrada junto con los sedimentos o formar parte del suelo; el segundo mecanismo es más competente ya que el carbonato resulta más estable y se acumula formando rocas sedimentarias. Estos procesos biológicos estarán favorecidos por una alta temperatura y humedad además de por la presencia de nutrientes. Estas condiciones pudieron darse durante la etapa de recuperación, tal como hemos visto anteriormente. El aumento de las precipitaciones aportaría nutrientes a los océanos a través de la descarga de los ríos incrementando la productividad oceánica.

Otro sistema de secuestro de CO2 consiste en la meteorización de rocas compuestas por silicatos expuestas en la superficie. Este proceso se ve favorecido por las elevadas temperaturas y la humedad. Condiciones climáticas más húmedas se dieron tras la fase central del PETM como ya hemos atestiguado a través del registro geológico en los Pirineos, lo que contribuyó a acelerar el proceso. Con todo, es un mecanismo lento; las simulaciones numéricas de este proceso indican que su ritmo de secuestro de CO2 se ajusta a la duración de la fase de recuperación de la anomalía en sus estimaciones más longevas (170.000 años).

A pesar de la recuperación de unas condiciones similares a las previas al evento, algunas cosas cambiaron para siempre y ya no volvieron a ser las mismas, entre ellas los seres vivos. Las formas de mamíferos terrestres y las comunidades de foraminíferos bentónicos tras el acontecimiento fueron radicalmente diferentes de las de la etapa precedente.

¿ES EL PETM REALMENTE UN ANÁLOGO DE LA SITUACIÓN ACTUAL?

De entre todos los episodios climáticos de la historia de la Tierra, el calentamiento global del límite Paleoceno-Eoceno es sin duda el fenómeno que más se aproxima al momento actual en el que tiene

lugar una inyección masiva de CO2 a la atmósfera. Esta similitud ha propiciado el desarrollo de una activa investigación paleoclimática destinada a conocer con precisión los detalles y causas de aquel evento ocurrido hace 56 millones de años.

Sin embargo, muchos aspectos los separan, limitando los términos de esta comparación. La principal diferencia sin duda, es el tiempo en el que se desarrolló el proceso que es varias veces más rápido en el momento actual. No obstante, las investigaciones más recientes, que deben todavía generalizarse en más localidades para ser realmente representativas, han identificado anomalías climáticas relacionadas con el evento en intervalos temporales muy cortos que lo acercan más a la escala de tiempo en la que se desarrolla el acontecimiento que nos envuelve hoy.

Una disparidad fundamental la constituye el contexto de la situación previa al PETM. El mundo del Paleoceno era totalmente diferente al actual. Las temperaturas de la etapa previa al evento eran mucho mayores que las del presente. No había casquetes polares permanentes y los patrones de circulación oceánica y la distribución de continentes y océanos eran muy distintos a los de nuestros días. Otra diferencia que no puede olvidarse es que según la mayor parte de las evidencias acumuladas hasta el momento, el principal gas responsable del calentamiento hace 56 millones de años fue el metano, mientras que hoy día es el CO2. Las características totalmente diferentes de estos gases, por ejemplo en su relación con los seres vivos, es un factor difícil de evaluar pero necesario a tener en cuenta.

A pesar de estas disimilitudes, gran parte de los mecanismos y procesos de retroalimentación climática que pueden deducirse del registro geológico son de gran ayuda para entender la encrucijada actual y su posible evolución futura. La principal lección que nos enseña la historia es que la retirada de los gases de efecto invernadero de la atmósfera por procesos naturales es muchísimo más lenta que su emisión. Además, la investigación del pasado nos alerta sobre tres principales amenazas: la disociación de los hidratos de metano presentes de forma metaestable en la plataforma continental, que es mucho mayor ahora que en el Paleoceno; las posibles emisiones de CO2 y metano de la fusión del permafrost y la

acidificación de los océanos.

También la respuesta de las comunidades biológicas a los cambios del pasado puede dar muchas indicaciones sobre las respuestas de los organismos actuales a los retos que se avecinan. Por otro lado, la simulación con modelos climáticos de esta etapa anómala que supuso el PETM tiene un gran valor, ya que conociendo el resultado final, este puede abrirnos los ojos hacia muchos procesos que se encuentran ocultos o no están bien ponderados y que es necesario desvelar o ajustar para conseguir la congruencia del modelo.

La ventaja del análisis del pasado geológico es que podemos observar la situación inicial de un proceso y su resultado con solo avanzar unos metros al cruzar un estrato. Un paso que los geólogos damos todos los días en nuestra tarea de desvelar la historia de nuestro planeta.

Hemos comenzado este libro afirmando que el presente es la clave para entender el pasado, pero podemos concluirlo igualmente afirmando que el pasado es una ventana por la que podemos mirar al futuro.

Bibliografía

Archer, D. (2010): The Global Carbon Cycle, Princeton University Press, Princeton.

Bender M. L. (2013): Paleoclimate, Princeton University Press, Princeton.

Cantfield, D. E. (2015): Oxígeno. Una historia de cuatro mil millones de años, Crítica, Barcelona.

Cronin, T. M. (2009): Paleoclimates. Understanding Climate Change Past and Present, Columbia University Press, Nueva York.

De Conto, R. M.; Galeotti, S.; Pagani, M.; Tracy, D.; Schaefer, K.; Zhang, T.; Pollard, D. y Beerling, D. J. (2012): "Past extreme warming events linked to massive carbon release from thawing permafrost", Nature, 484, pp. 87-91.

Dickens, G. R., O'Neil J. R.; Rea, D. K y Owen, R. M. (1995): "Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene", Paleoceanography, vol. 10, pp. 965-971.

Duarte, C. M. (coord.) (2009): Cambio global, colección Divulgación científica, CSIC-Los Libros de la Catarata, Madrid.

Fagan, B. (2008): La pequeña edad del hielo, Gedisa, Barcelona.

Gingerich, P. D. (2003): "Mammalian responses to climate change at the Paleocene-Eocene boundary: Polecat Bench record in the northern Bighorn Basin, Wyoming", en S. L. Wing, P. D. Gingerich, B. Schmitz y E. Thomas, Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene, Geological Society of America, Special Paper 369, Boulder, Colorado, pp. 463-478.

Gornitz, V. (ed.) (2009): Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments, Springer, Dordrecht.

Haigh, J. D. y Cargill, P. (2015): The Sun's Influence on Climate, Princeton University Press, Princeton.

Hays, J. D.; Imbrie, J. y Shackleton, N. J. (1976): "Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages", Science, vol. 194, nº 4270, pp. 1121-1132.

Hilario Orús, A. (2012): El biotopo del flysch, Gipuzkoako Foru Aldundia, Donostia.

Imbrie, J. y Imbrie, K. P. (199): Ice Ages: Solving the Mystery, Harvard University Press.

I.P.C.C. (2013): Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Working Group I, Cambridge University Press, Cambridge

Kennett, J. P. y Stott, L. D. (1991): "Abrupt deep sea warming, paleoceanographic changes, and benthic extinctions at the end of the Paleocene", Nature, vol. 353, p. 319-322.

Kump, L. R. (2011): "El último gran calentamiento global", Investigación y Ciencia, vol. 420, pp. 28-34.

Kunzig, R. (2011): "World without ice", National Geographic, vol. 220, nº 4, pp. 90-109.

Lane, N. (2002): Oxigen: The Molecule that made the World, Oxford University Press, Oxford.

Luterbacher, H. P. (1973). "La sección tipo del Piso Ilerdiense", en Enadimsa, Libro-Guía del XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología, Enadimsa, Madrid.

Macdougall, D. (2007): Frozen Earth, University of California Press, Berkeley.

Martín Chivelet, J. (1999): Cambios climáticos. Una aproximación al sistema Tierra, Ediciones Libertarias, Madrid.

Pardo, E. (2012): Geomatemáticas, Los Libros de la Catarata, Madrid.

Pujalte, V.; Baceta, J. I.; Schmitz, B.; Orue-Etxebarria, X.; Payros, A.; Bernaola, G.; Apellaniz, E.; Caballero, F.; Robador, A., Serra-Kiel, J. y Tosquella, J. (2009): "Redefinition of the Ilerdian Stage (early Eocene)", Geologica Acta, 7, pp. 177-194.

Pujalte, V.; Schmitz, B.; Baceta, J. I.; Orue-Etxebarria, X.; Bernaola, G.; Dinarès-Turell, J.; Payros, A.; Apellaniz, E. y Caballero, F. (2009): "Correlation of the Thanetian-Ilerdian turnover of larger foraminifera and the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: confirming evidence from the Campo area (Pyrenees, Spain)", Geologica Acta, 7, pp. 161-175.

Robador, A.; Carcavilla, L. y Samsó, J. M. (2013): Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido. Guía geológica, IGME-OAPN, Madrid.

Robador, A.; Pujalte, V.; Samsó, J. M. y Payros, A (2009): "Registro geológico del máximo térmico del Paleoceno-Eoceno en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Pirineo Central)", Geogaceta, 46, pp. 111-114.

Rodrigo Sanz, A. (2014): La edad de la Tierra, Los Libros de la Catara, Madrid.

Schmitz, B. y Pujalte, V. (2007): "Abrupt increase in seasonal extreme precipitation at the Paleocene-Eocene boundary", Geology, 35, pp. 215-218.

Summerhayes, C. P. (2015): Earth's Climate Evolution, Wiley-Blackwell, Oxford.

Svensen, H.; Planke, S.; Malthe-Sorenssen, A.; Jamtveit, B.; Myklebust, R.; Eidem, T. R. y Rey, S. S. (2004): "Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming", Nature, 429, pp. 542-545.

Turney, C (2008): Ice, Mud and Blood: Lessons from Climates Past, Macmillan, Londres.

Uriarte Cantolla, A. (2003): Historia del clima de la Tierra,

Gobierno Vasco, Vitoria.

Velázquez de castro, F. (2005): 25 preguntas sobre el cambio climático, Ediciones Libertarias, Madrid.

Woodward, J. (2014): The Ice Age: A very Short Introduction, Oxford University Press, Oxford.

Zachos, J.; Pagani, M.; Sloan, L.; Thomas, E. y Billups, K. (2001): "Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Myr to Present", Science, 292, pp. 686-693.

NOTA

1 . Para más detalles, véase el excelente libro de Eulogio Pardo, Geomatemáticas, publicado en esta colección.